# Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterbaustollens zwischen Gastein- und Rauristal

## Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, II. Teil [1]

Von Christof Exner

Mit 2 Textabbildungen und 1 Tafel

(Vorgelegt in der Sitzung am 24. Februar 1949)

## Einleitung.

Ein Stollenaufschluß in unverwittertem Fels, der mehrere Kilometer querschlägig durch granitischen Zentralgneis im Hochgebirge getrieben ist und dazu die Grenze zwischen Gneis und Schieferhülle erschließt, gehört selbst in unserem technisierten Zeitalter nicht zu den Alltäglichkeiten. Es bietet sich hier die Gelegenheit, den Stoffumsatz in Gneis und Schieferhülle an frischem Gesteinsmaterial zu studieren. Die Janusnatur des granitischen Gneises, der in den prachtvollen obertägigen Hochgebirgsaufschlüssen uns das Antlitz des normalstratigraphisch liegenden Grundgebirges der mesozoischen Schieferhülle weist, im Stollen uns aber mit ichoretischen Mobilisationen offenbar alpidischen Alters anblickt, wird durch weitere Studien in diesem Raume zur petrogenetischen Fundierung der Zentralgneisfazies beitragen (14).

Unbeugsamer Optimismus und bergmännischer Unternehmungsgeist ließen im Anschluß an den Tauern-Eisenbahntunneldurchstich (1901—1909) den Gasteiner Goldbergbau neu aufleben. Nach einigen vortastenden Versuchen konzentrierte Dr.-Ing. K. Imhof die Arbeiten der Gewerkschaft Radhausberg auf einen Stollenvortrieb unter den mittelalterlichen Siglitz-Gruben. Dieser

[1] Diese Arbeit wurde unter Mitwirkung und mit Unterstützung durch das Forschungsinstitut Gastein durchgeführt; sie ist dort als Institutsmitteilung Nr. 41 verzeichnet.

4,9 km lange Siglitz-Unterbaustollen (offizielle Bezeichnung: „Imhof-Unterbaustollen“) verbindet heute das Gastein- mit dem Rauristal (Hüttwinkeltal).

Das östliche Mundloch befindet sich bei den Knappenhäusern im Naßfeld in 1625 m Seehöhe. Das westliche Mundloch liegt im Wald nahe der Unteren-Durchgang-Alm bei Kolm-Saigurn in 1656 m Seehöhe. Der Stollen folgt mit einigen Abweichungen annähernd der Richtung N 80° W. Der Vortrieb vollzog sich allein vom östlichen Mundloch aus. Hier im Naßfeld wurde der Stollen im Jahre 1911 angeschlagen. Im Jahre 1922 stand der Feldort bei M. 2155 (sämtliche im folgenden genannten Stollenmeterangaben sind als Entfernungen vom östlichen Mundloch zu verstehen). Der Bergbau kam 1927 zum Erlahmen. Die Wiederaufnahme des Bergbaues (1938) sah neben der Fortführung der Aufschlußarbeiten den Durchstich ins Rauristal (Hüttwinkeltal) vor, weil die Zufahrtstraße im Engtal der Gasteiner Ache zwischen Böckstein und Naßfeld beinahe alljährlich lawinenverschüttet ist. Als der Feldort im Mai 1944 bereits bei M. 4460 stand, wurde infolge der Kriegsverhältnisse angeordnet, den Vortrieb abermals einzustellen und den Stollen auszurauben. Auf Privatinitiative wurde jedoch der Durchschlag nach Kolm-Saigurn trotzdem vollführt (Jänner 1945). Heute ruht der Bergbau. Der Siglitz-Unterbaustollen wird von der Gewerkschaft Radhausberg instandgehalten und dient seit 1947 mit behördlicher Genehmigung der fahrplanmäßigen Personenbeförderung zwischen Naßfeld und Kolm-Saigurn mittels elektrischen Grubenzuges (Abkürzung des touristischen Aufstiegsweges von Gastein auf den Hohen Sonnblick und Zwischentalverkehr der einheimischen Bevölkerung).

In der vorliegenden Arbeit wird vor allem über die Gesteinsserie berichtet, die im Siglitz-Unterbaustollen ansteht. Einige obertägige Beobachtungen aus der Nachbarschaft des Stollens sind beigefügt. Das Siglitz-Profil erschließt den hangenden Abschnitt des insgesamt 5,3 km mächtigen Profils zwischen Tauerntunnel und Kolm-Saigurn, dessen Bearbeitung zum Zwecke der Zentralgneisfazies-Forschung zweckmäßig erscheint und vom Verfasser in Angriff genommen wurde (15). Als ein Baustein dazu ist die vorliegende Detailstudie gedacht.

Obertägige geologische Kartierungsarbeiten 1 : 25.000 auf der neuen topographischen Kartenunterlage im Rahmen einer geplanten „geologischen Umgebungskarte von Gastein“ wurden vom Verfasser begonnen. Das Gebiet im Umkreis des Stollens ist bereits durch die geologischen Untersuchungen von F. Berwerth. F. Becke, M. Stark, L. Kober, A. Winkler-Hermaden, A. Kieslinger und G. Hiessleitner makroskopisch und obertägig intensiv durchforscht. Allerdings macht sich der Mangel an einer großmaßstäblichen geologischen Karte in diesem vielbesuchten Touristen- und Bergbaurevier geltend. Ein Mangel. den ich in erster Linie dem bisher ungelösten Gneisproblem zuschreiben möchte, zu dessen Überwindung meine Arbeiten beitragen wollen. Denn, um eine erdgeschichtlich vernünftige Gesteins-

seriengliederung in den grobgemengten Serien sedimentogener und magmatogener Metamorphite für die geologische Karte herauszufinden, sollten doch vorerst zumindest die strittigsten petrogenetischen und stratigraphischen Probleme gelöst sein. Die tektonischen Verhältnisse können im Rahmen der vorliegenden Detailstudie nur kurz angedeutet werden, soweit sie für das unmittelbare Verständnis des Siglitz-Profils erforderlich sind und teilweise über den Rahmen des bisher Bekannten vorwärtsführen. Zur Orientierung möge herangezogen werden: Tektonische Übersichtskarte des östlichen Tauernfensters und seines Rahmens von L. Kober (27) und Geologische Skizze des Sonnblickgebietes von A. Winkler-Hermaden (47).

Auf Lagerstättenkundliches wird hier nicht näher Bezug genommen. Die Tauerngoldgänge (18) des Siglitz-Reviers waren schon vor 1927 trefflich im Niveau des Unterbaustollens aufgeschlossen. Dieser Aufschlußperiode entstammen die Untersuchungen von H. Michel und A. Tornquist, welche heute die einzigen modernen erzmikroskopischen Bearbeitungen von Tauerngoldgängen überhaupt darstellen. In der späteren Bergbauperiode (1938—1945) überzeugte man sich mit dem weiteren Stollenvortrieb davon, daß die erhoffte Fortsetzung der Gänge des Hohen Goldbergreviers in der Siglitz nicht vorhanden ist. Man ging daher mit großem Arbeits- und Kostenaufwand den schon vor 1927 angefahrenen Gängen des Siglitz-Reviers weiter nach. Viele kilometerlange Auslängestollen und Querschläge und ein Blindschacht wurden in der Zeit von 1938 bis 1945 im Berg getrieben. Angesichts des zahlreichen wissenschaftlichen Schrifttums, das sich mit den Hoffnungen des Siglitz-Bergbaues beschäftigt und meist auch allgemeine Erwägungen über die Rentabilität eines modernen Goldbergbaues in den Hohen Tauern anschneidet, wäre es sehr wünschenswert, die diesbezügliche aus den heutigen umfassenden Aufschlüssen zu erbringende Antwort aus dem Munde eines erfahrenen Lagerstättenfachmannes zu hören. Wir verdanken K. Stier (42) eine kurze montangeologische Veröffentlichung, welche die geologischen und petrographischen Verhältnisse nur ganz summarisch behandelt und das einzige bisherige geologische Profil des Siglitz-Unterbaustollens bringt. In das unveröffentlichte Gutachten K. Stiers, das nach freundlicher Mitteilung des Herrn Betriebsleiters K. Zschocke für die Gewerkschaft Radhausberg angefertigt wurde, nahm ich keinen Einblick.

Die Anregung zur Untersuchung des Siglitz-Unterbaustollens erhielt ich von Herrn Prof. Dr. H. Haberlandt. Die Stollenbegehungen wurden im Sommer 1946 und ergänzende Beobachtungen in den Sommern 1947 und 1948 ausgeführt[2]. Eine kon-

[2] Nach Abfassung dieser Arbeit wurden im Sommer 1949 die obertägigen geologischen Kartierungsarbeiten fortgesetzt (Aufnahmsbericht des Verfassers: Bericht über lagerstättenkundliche Untersuchungen im Golderzgebiet bei Badgastein, Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, im Druck). Siehe auch: Ch. Exner, Bericht über die Tauernexkursion, 30. Juni bis 6. Juli 1949, und ihre wissenschaftlichen Neuergebnisse. Mitt. Ges. d. Geologie- und Bergbaustudenten, Wien 3, 1949.

tinuierliche Handstücksammlung — alle 100 m dem Anstehenden entnommen — befindet sich im Geologischen Institut der Universität Wien.

Die Österreichische Akademie der Wissenschaften förderte durch Gewährung von Subventionen meine geologischen Untersuchungen in den östlichen Hohen Tauern in den Jahren 1946 und 1947. Von seiten des Herrn Vorstandes des Geologischen Institutes und des Herrn Vorstandes des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der Universität Wien wurde die Durchführung und Ausarbeitung der Beobachtungen ermöglicht. Das Forschungsinstitut Gastein und die Gewerkschaft Radhausberg (Böckstein) unterstützten mich sehr tatkräftig bei den Feldaufnahmen. Für die genannten Hilfen sei auch an dieser Stelle mein ergebener Dank zum Ausdruck gebracht. Weiters schulde ich besonderen Dank Herrn Betriebsleiter K. Zschocke, der während des Stollenvortriebes die Kalklage im Siglitz-Gneis bei M. 3200 erkannte und mir dieses Datum nebst seinem übrigen reichen geologischen Wissenschatz zur Verfügung stellte; ebenso Herrn Dipl.-Ing. F. Florentin, mit dem mich die Erinnerungen an gemeinsame obertägige und untertägige Begehungen unter seiner liebenswürdigen, auf jahrzehntelanger Vertrautheit mit den geologischen Belangen des Bergbaues basierenden Führung verbinden, und der auch die Freundlichkeit hatte, die Knollengneise der Pochartscharte für diese Publikation zu photographieren. Herzlich danke ich wiederum den Herren Kollegen Dr. M. Sedlacek und Dr. E. J. Zirkl, die mir hilfreich bei einigen mikroskopischen Bestimmungen beistanden.

## Profilübersicht.

Die im Stollen erschlossenen Gesteine zeigen mit Ausnahme mancher Aplite und hydrothermaler Gangfüllungen durchwegs flächiges Parallelgefüge. Die den Hauptbruch des betreffenden Gesteines liefernde makroskopische Haupt-s-Fläche sei unter sinngemäßer Beibehaltung der genetisch unvoreingenommenen Bezeichnungsweise (Haupt-s-Fläche) hier bloß der Kürze halber einfach Schieferungsfläche genannt. Die Schieferungsflächen unseres Profilabschnittes liegen konkordant. Mitunter sind im Handstück- und Aufschlußbereich spitzwinkelige, in die allgemeine Konkordanz eingeregelte Falten zu beobachten. Mit der allgemeinen Konkordanz der Schieferungsflächen (und auch der Striemung, siehe Seite 384) liegen ohne Diskordanz auch die Schieferungsflächen in der mesozoischen peripheren Schieferhülle (Kalkphylitte usw. der Mallnitzer Mulde) konform. Diese mesozoische periphere Schiefer-

hülle ist 500 m über dem Stollenniveau aufgeschlossen. Diskordant werden die Schieferungsflächen im granitischen Gneis und vor allem in der Grenzregion zwischen granitischem Gneis und Paragneismaterial an der Basis der peripheren Schieferhülle von Apliten durchkreuzt. Die Schieferungsflächen fallen im Stollenprofil nach W ein, und zwar im liegenden Abschnitt (E-Abschnitt) steiler (maximal: 40° W-Fallen) und im hangenden Abschnitt (W-Abschnitt) flacher (minimal: 8° W-Fallen).

Vom Hangenden zum Liegenden sind folgende Serien im Siglitz-Unterbaustollen erschlossen (Abb. 1):

| | Mächtigkeit in Metern | Aufschlußstrecken (Meterentfernungen) vom östlichen Mundloch |
|---|---|---|
| Hangschutt. | 10 | 4880—4900 |
| Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der peripheren Schieferhülle | 180 | 3950—4880 |
| Biotit-Paragneis (teilweise Hornblende führend) der B-Gneis-Serie | 50 | 3550—3950 |
| Hornblende führender Paragneis (meist mit dünnen Kalklagen und häufig Fuchsit führend) der B-Gneis-Serie | 10 | 3500—3550 |
| Grobmengungszone zwischen Hornblende führendem Paragneis und grobaugiger Randzone des Siglitz-Gneises (pegmatoid und aplitisch durchwirkter Hornblende führender Paragneis. In der streichenden nördlichen Fortsetzung dieser Serie befindet sich der Knollengneis nördlich von der Pochartscharte) und | | |
| Grobaugige Randzone des Siglitz-Gneis (granitischer Gneis der B-Gneis-Serie; in dieser Randzone reich an pegmatoiden bis aplitischen konkordanten Schlieren und reich an diskordanten Apliten) | 40 | 3400—3500 |
| Siglitz-Gneis (hybrider granitischer Gneis der B-Gneis-Serie).. | 50 | 3220—3400 |
| Kalkglimmerschiefer, Karbonatquarzit, Kalkmarmor und dessen Grobmengungsprodukt („Kalkgneis") mit Siglitz-Gneis (mutmaßlich tektonisch eingeschaltete periphere Schieferhülle). | 5 | 3175—3220 |

| | Mächtigkeit in Metern | Aufschlußstrecken (Meterentfernungen) vom östlichen Mundloch |
|---|---|---|
| Siglitz-Gneis (hybrider granitischer Gneis der B-Gneis-Serie) | 1000 | 210—3175 |
| Hangschutt und Moräne (Unterbrechung des Felsgerüstprofils) | 15 | 120—210 |
| Schneekragengalerie. | — | 100—120 |
| Siglitz-Gneis (hybrider granitischer Gneis der B-Gneis-Serie).. | 60 | 0—100 |
| Summe der Gesteinsmächtigkeiten der im Siglitz-Unterbaustollen aufgeschlossenen Serien | 1420 | |

Nirgends im Profil ist ein Hiatus der Metamorphose zu erkennen. Konkordant trägt das Gebirge über dem Stollenniveau die mesozoischen Kalkphyllite und Glimmermarmore der peripheren Schieferhülle. Diese werden von der basalen Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe unterlagert, welche die Hangendserie des Stollenprofils darstellt. Mit allmählichem Übergang entwickeln sich aus den Phylliten, Glimmerschiefern und Knotengneisen der basalen Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe gegen unten Paragneise, die immer seltener Glimmerschiefer- und Phylliteinlagerungen enthalten und tiefer unten aplitische Fein- und Grobäderung aufweisen. Solche Adergneise sind typisch für die B-Gneis-Serie der Tauern. Eine scharfe Grenze zwischen der B-Gneis-Serie und der darüberfolgenden peripheren Schieferhülle existiert im Siglitz-Profil nicht. Die Hauptmasse der als geschlossene geologische Einheit auftretenden Paragneise wollen wir noch zur B-Gneis-Serie rechnen, so daß sich die (selbstverständlich bloß konventionelle) Basisgrenze der peripheren Schieferhülle etwa bei M. 3950 befindet.

Zur B-Gneis-Serie ist auf Grund gesteinskundlicher und regionalgeologischer (15) Merkmale auch der granitische Gneis des Siglitz-Profils (= Siglitz-Gneis) zu zählen. Mit einer Grobmengungszone grenzt der Siglitz-Gneis an die überlagernden Paragneise. Recht günstig für das Studium dieser Grobmengungszone erweist sich der Umstand, daß die betreffende basale Paragneislage von einem besonders charakteristischen Gestein aufgebaut wird (Fuchsit führender, kalkreicher und fein sedimentär geschichteter Hornblende-Biotit-Paragneis). Der granitische Gneis entwickelt in seiner Hangendgrenzlage eine grobkörnige und grob-

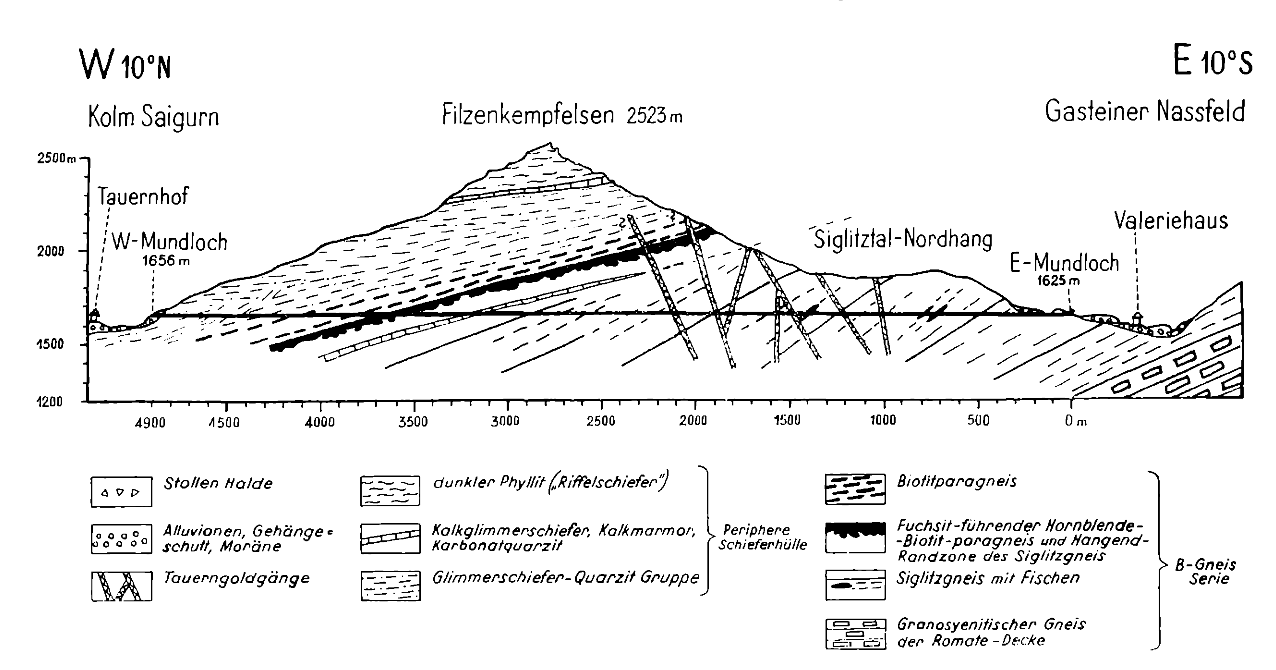



Abb. 1. Profil des Siglitz-Unterbaustollens.

augige Zone, die reich ist an diskordanten Apliten und konkordanten pegmatoid-aplitischen Schlieren, Wolken, Diffusionszonen und konkordanten Aplitlagen. Offenbar handelt es sich dabei genetisch um Anreicherungen hochmobiler Ichorstoffe, die entgegen der Schwerkraft aus dem Gesamtbereich des Siglitz-Gneis in die Höhe stiegen und sich unter dem abdichtenden Dach der aus tonerdereichen Sedimentiten hervorgegangenen Paragneise ansammelten. Diese angriffslustige Ichormasse im Hangenden des Siglitz-Gneis erzeugt mannigfache „Intrusionsbilder“ im Paragneis. Die diskordanten Aplite erweisen das alpidische Alter der ichoretischen Stoffmobilisationen, weil sie die mit dem Mesozoikum konformen Schieferungsflächen durchschlagen.

Der Grobmengungszone zwischen Fuchsit führendem Hornblende-Biotit-Paragneis und den pegmatoid-aplitischen Mobilisaten der Siglitz-Gneis-Randzone gehören auch die Knollengneise der Pochartscharte an, welche keine Psephitsedimentgneise sind.

Der übrige Abschnitt des Stollens verläuft im granitischen Gneis (Siglitz-Gneis), der zahlreiche Schiefereinlagen, konkordante und diskordante Aplite, Phyllonitisationszonen und die diskordanten Tauerngoldgänge führt. 50 m unter der grobaugigen Hangendrandzone wird der Siglitz-Gneis von einer 5 m mächtigen metamorphen Kalklage unterbrochen (Kalkglimmerschiefer, Karbonatquarzit, Kalkmarmor), mit der er ichoretische Grobmengungen eingeht, deren Produkt sich als „Kalkgneis“ darstellt. Stratigraphisch halte ich diese Kalklage für mesozoisch. Mit Ausnahme des „Kalkgneises“ entsprechen die Gesteine der Kalklage petrographisch den mesozoischen Kalkglimmerschiefern, Karbonatquarziten und Kalkmarmoren der peripheren Schieferhülle des auflastenden Gebirges (Mallnitzer Mulde und Silberpfenniggebiet). Die ichoretische Grobmengung (Feldspatisation des „Kalkgneises“) überdauerte noch die alpidischen unmittelbaren Teilbewegungen. Die obertägigen Aufschlüsse stützen diese Auffassung der Kalklage als mesozoische tektonische Muldenzone zwischen zwei alpidischen Siglitz-Gneis-Teilschuppen.

Längst bekannt und schon von F. Becke (5) und L. Kober (25) gewürdigt, ist das sonderbare Hinabtauchen der westlichen Fortsetzung des Silberpfennig-Kalkmarmorbandes unter die Paragneise der Kuppe P. 2323 nördlich der Pochartscharte. Bei normaler Lagerung müßte der Kalkmarmor des Silberpfennigs in seiner westlichen Fortsetzung über den Paragneisen der genannten Kuppe ausheben. Dies ist nicht der Fall. Wir finden damit über der normalen Serie des Silberpfennigprofils weiter westlich eine höhere Gneisschuppe. Tatsächlich hat auch A. Kieslinger (23) bei der Oberen-Durchgang-Alm eine höhere Siglitz-Gneis-Schuppe aufgefunden, die vom Siglitz-Hauptgneiskörper durch periphere Schieferhülle tektonisch getrennt ist. Wie ich mich bei der Oberen-Durchgang-Alm überzeugen konnte, liegt

diese Trennungsmulde zwischen beiden Siglitz-Gneis-Teilschuppen in der streichenden Fortsetzung der Kalklage des Stollens. Ausbisse der Kalklage obertags konnte ich in unmittelbarer Nachbarschaft des Stollens nicht auffinden. Die Fortsetzung der Kartierung 1 : 25.000 wird diese Verhältnisse festlegen.

Damit haben wir die granitische Gneismasse des Siglitz-Unterbaustollens in zwei alpidische Gneis-Teilschuppen aufzulösen: 1. Silberpfennig-Schuppe; ihr gehört der im Stollen 1060 m mächtig erschlossene Siglitz-Gneis-Komplex im Liegenden des Kalkbandes an. 2. Durchgang-Alm-Schuppe; zu ihr gehört der Siglitz-Gneis im Hangenden des Kalkbandes. Petrogenetisch ist von Bedeutung, daß die alpidische Ichorzirkulation noch wirksam war, nachdem sich die Gneis-Teilschuppen mit der trennenden Kalkmulde bereits übereinandergeschoben hatten. Das 5 m mächtige Kalkband war nicht imstande, den nach oben steigenden Ichor-Mobilisationsstrom aufzuhalten. Der Kalkmarmor wurde zwar von Kalinatronfeldspat- und Plagioklas-Holoblasten durchwachsen („Kalkgneis"); zu einer wirksamen Anreicherung der Ichorstoffe, die offenbar aus dem Gesamtkomplex des granitischen Gneises (Siglitz-Gneis) nach oben diffundierten, kam es erst unter der abdichtenden Hülle der Paragneise.

Unter dem insgesamt 1400 m mächtigen Siglitz-Gneis lagert konkordant der granosyenitische Gneis der Romatedecke (= „Syenitgneis vom Radhausberg" der älteren Autoren). Zwischen beiden Gneiskomplexen finden sich weiter östlich Glimmerschiefer, Phyllite, Graphitquarzite, Amphibolite und Paragneise, die ich als Ebeneck-Kreuzkogel-Schuppen bezeichne. Unter dem granosyenitischen Gneis folgt die zentrale Schieferhüllenserie der Woiskenmulde und in ihrem Liegenden der Typozentralgneis vom Tauerntunnel (Hölltor-Rotgülden-Kern).

Auf Grund der regionaltektonischen Zusammenhänge (15) ist es evident, daß der granosyenitische Gneis der Romatedecke auch in den nichterschlossenen Teufen unter dem Siglitz-Unterbaustollen das Liegende des Siglitz-Gneis bildet. Die gesamte B-Gneis-Serie (Siglitz-Gneis und Paragneisdach) des Siglitz-Profils schwimmt auf fremder Unterlage (Romatedecke).

In Abb. 1 ist die Liegendgrenze des Siglitz-Gneis angedeutet, welche ja im Stollen selbst nicht mehr erschlossen ist. Beim Bärenfall (900 m vom östlichen Stollenmundloch entfernt) und im Graben südlich der Kerschner Alm (1200 m vom östlichen Stollenmundloch entfernt) findet sich die Basis des Siglitz-Gneis aufgeschlossen (granosyenitischer Gneis der Romatedecke). Die regelmäßig konkordante Auflagerung des Siglitz-Gneises über dem granosyenitischen Gneis — bzw. über den sporadisch vorhandenen Ebeneck-Kreuzkogel-Schuppen — ist im Streichen der Schieferungsflächen östlich vom Stollen auf 5 km Erstreckung im Bereich Radhausberg—Kreuzkogel—Mallnitzriegel verfolgbar.

Hydrogeologisch und geothermisch lieferte der Stollenvortrieb keine bemerkenswerteren Ergebnisse. Der reichliche Wasserzutritt im östlichen Stollenabschnitt leitet sich aus den höheren Gruben her, die sich teilweise unmittelbar unter dem Siglitz-Bach und seinen Nebengerinnen befinden. Im Mittelabschnitt ist der Stollen verhältnismäßig trocken. Erst der Wassereinbruch in der letzten, auf Privatinitiative durchschlagenen Strecke, kurz vor dem westlichen Mundloch (Tagwässer), machte wiederum zu schaffen.

Allgemein heißt es, daß die aufgetretenen Temperaturen die Vortriebsarbeiten kaum wesentlich behinderten. Während des Stollenvortriebes wurden leider keine Gesteinstemperaturen gemessen. Die maximale Gesteinsüberdeckung in vertikaler Richtung über dem Stollen beträgt etwa 900 m. Von einer abnormalen Gesteinshitze, wie sie im Radhausberg-Unterbaustollen vorhanden ist (13), kann hier jedenfalls nicht die Rede sein.

Wo der Stollen eine vertikale Gesteinsüberdeckung von $> 500$ m aufweist, treffen wir im Bereich des granitischen Gneis auf die Erscheinung des „Knallgebirges", die ja auch aus dem Tauerntunnel und Radhausberg-Unterbaustollen bekannt ist. Im kompakten Gneis lösen sich parallel den Stollenwänden — ohne sichtbare Bezugnahme auf das Interngefüge des Gneis — ebenflächig begrenzte Gneisplatten mit einigen Zentimetern Dicke ab (z. B. M. 2400 und M. 2900).

Das obertägige Siglitz-Profil längs des Touristenweges Naßfeld—Riffelscharte wurde bereits von A. Winkler-Hermaden sehr exakt gezeichnet und beschrieben (Abb. 5 in Lit. 47). Dies geschah zu einer Zeit, als der Siglitz-Unterbaustollen noch mit dem Feldort bei M. 2155 stand. Dem gleichmäßigen W-Einfallen der Schieferungsflächen entsprechend, befindet sich das von A. Winkler-Hermaden aufgenommene Profil in guter Übereinstimmung mit den heutigen Stollenaufschlüssen.

In den Bachrissen nördlich der Wegserpentinen des Touristenweges zwischen 1850 und 1950 m Seehöhe nahm schon A. Winkler-Hermaden die Grenzserien zwischen Siglitz-Gneis („Gn" siehe Fig. 5 in Lit. 47) und biotitreichen Paragneisen („D") an der Basis der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der peripheren Schieferhülle („Gr") auf. Die Hangendteile des Siglitz-Gneis sind hier mit 150 m Mächtigkeit erschlossen, kontinuierlich verfolgbar und reich an Phyllonitisationszonen (Weißschiefer „Gq"). Nach der Kalklage von Stollenmeter 3175—3220 sucht man sowohl hier als auch in der nördlichen Siglitz-Talflanke vergebens. Von der im Stollen so prächtigen, grobaugigen Randzone des Siglitz-Gneises und der Grobmengung mit den auflagernden Paragneisen ist obertags recht wenig zu sehen („Gl"). Schön ist der Hornblende führende Paragneis („P") erschlossen mit Kalklagen, die 8 cm mächtig werden. „Q" möchte ich als Magnetit führenden Gangquarz ansprechen.

## Einige feintektonische Beobachtungen.

Makroskopisch zu unterscheiden ist das flächige Parallelgefüge (Schieferungsflächen) der Gesteine unseres Bereiches und das auf den Schieferungsflächen, im Siglitz-Gneis zwar seltener, in den übrigen Serien aber meist erkennbare lineare Parallelgefüge (Striemung).

Die Stirnregion des Sonnblick-Kernes (Hoher Sonnblick—Herzog Ernst—Feldseekopf usw., siehe Lit. 15) stellt einen gewaltigen B-Tektonit von Kilometer- bis zu Millimeterdimension dar. Die Striemung verläuft in dieser Stirnzone parallel dem Streichen der Schieferungsflächen, also NW—SE (Sonnblickrichtung). Unter die Stirne des Sonnblick-Kernes taucht die Mallnitzer Mulde (periphere Schieferhülle) ein. Die hangendsten Partien der Mallnitzer Mulde zeigen noch dasselbe gefügliche Verhalten wie die Gneisstirne des Sonnblick-Kernes.

Aber schon 2 km nordöstlich der Gneis-Stirnfront macht sich in der Mallnitzer Mulde auf der gesamten Breite von Kolm-Saigurn über die Riffelscharte zum Vorderen-Geißelkopf-NE-Grat ein anderer tektonischer Plan bemerkbar, der dann noch weiter nordöstlich und nördlich auch die Gneisregion im Liegenden der Mallnitzer Mulde bis Badgastein und Angertal beherrscht.

Dieses uns im Zusammenhang mit dem Siglitz-Profil und den Tauerngoldgängen und Gasteiner Quellspalten feintektonisch interessierende „Vorland-Gebiet“ nordöstlich der Sonnblick-Kern-Stirne sei folgendermaßen abgegrenzt: Im NW durch das Hüttwinkeltal; im SW durch die schon genannte Linie, die in 2 km Abstand die Stirnfront des Sonnblick-Kernes parallel begleitet; im S durch den Tauernhauptkamm; im E durch die Linie: Woiskenscharte—Wildenkarkogel—Böckstein—Badgastein (wobei zu berücksichtigen ist, daß in der Tiefe — z. B. im Radhausberg-Unterbaustollen — der tektonische Einfluß des hier außer Betracht bleibenden Hölltor-Rotgülden-Kernes etwas weiter gegen W vorspringt; im N durch das Angertal.

Zwei feintektonische Tatsachen geben sich in dem solchermaßen umgrenzten Raum makroskopisch zu erkennen:

1. Das Pochartgewölbe Die Schieferungsflächen obigen Raumes folgen im umlaufenden Streichen einem Gewölbe, dessen Achse (Gewölbeachse) WNW—ESE streicht und mit 15 bis 25° Gefälle nach WNW eintaucht. Die Zone der Gewölbeachse streicht vom Thomaseck (südlich Wildenkarkogel) über das Blumfeld zum Pochart-Unterbaustollen und von hier über P. 2323 (nördlich der Pochartscharte) zum Bodenhaus.

In der Zone der Gewölbeachse streichen die Schieferungsflächen NNE—SSW und fallen nach WNW ein.

Nördlich der Gewölbeachse finden wir mit wenigen Ausnahmen (z. B. am Ortberg und beim Eckelgrubensee) NW-, N- und NE-Einfallen der Schieferungsflächen mit dem entsprechenden umlaufenden Streichen.

Südlich der Gewölbeachse fallen die Schieferungsflächen nach W, WSW und SW ein, ebenfalls mit dem entsprechenden umlaufenden Streichen. Mit Annäherung an die Stirne

des Sonnblick-Kernes ist der kontinuierliche Übergang in die Sonnblick-Streichrichtung mit der intensiv geregelten B-Tektonik der Stirne gegeben.

Daß der NW-Sporn des „Hochalmkernes“ (F. Becke) bzw. der NW-Teil der „Hochalmdecke“ (L. Kober) ein axial nach W absinkendes Gewölbe darstellt, welches mit seinem Schieferhüllenmantel flach gegen N (zusammenhängende nördliche Tauernschieferhülle) und gegen S (Mallnitzer Mulde) absinkt, während die axiale Gneiszone beim Bodenhaus im Rauristal (A. Winkler-Hermaden) endgültig nach W abtaucht, ist bekannt. Der Feintektonik dieses Gewölbes bin ich mit systematischen statistischen Kompaßmessungen nachgegangen und habe das obige Resultat erhalten. Der Deutlichkeit halber will ich dem solchermaßen statistisch ermittelten WNW—ESE streichenden und axial mit 15—25° nach WNW eintauchenden Gewölbe einen Namen geben und nenne es nach seinem Mittelabschnitt Pochart-Gewölbe. Anzufügen ist, daß das Phänomen der Bergzerreißungen (O. Ampferer), auf das in diesem Raume bereits A. Kieslinger (23, 24) und J. Stiny (43) unter Aufzeigen von Beispielen nachdrücklich hinwiesen, stets bei den Kompaßmessungen im Auge zu behalten ist. Vor allem in den steilen Kammregionen mittlerer Höhenlage (z. B. Ortberg—Stubner Kogel, Wildenkarkogel—Keuchenkogel und Radhausberg—Mallnitzriegel) erfordert es viel Anstrengung und Selbstkritik, die zermürbten und sekundär gekippten oder verrutschten „Gneis-Öfen“ vom festen Fels zu sondern. Nur im festen Fels vorgenommene Messungen dürfen miteinander verbunden und verglichen werden, will man das von den allerjüngsten, geomorphologisch bedingten Erscheinungen (Talbildung, Abrutschung, gravitative Bergzerreißung, Kippung usw.) unberührte Gefüge des Berggerüstes erhalten. Die vor allem von A. Kieslinger nachgewiesenen echten tektonischen Brüche (besonders klar im Eselskar und am Stubner Kogel an den Kalkmarmorbändern erkennbar) bringen weitere Komplikationen.

2. Das N-S-Streichen der Striemung: Ganz allgemein und nur mit geringen Abweichungen streicht im eingangs umgrenzten Raume die Striemung in nordsüdlicher Richtung. Erst mit Annäherung an die Sonnblick-Kern-Stirne geht die Striemungsrichtung innerhalb des 2 km breiten Streifens vor der Gneis-Stirnregion kontinuierlich aus N—S über NNW—SSE nach NW—SE (Sonnblickrichtung) über. Exakt statistisch verfolgt wurde dieser kontinuierliche Übergang am Grat: Feldseekopf—Vorderer Geißelkopf—Hagener Hütte und dann in dem schon außerhalb unseres Bereiches gelegenen Gebiet um Mallnitz.

Die Gestaltung des Pochart-Gewölbes ist offenbar jünger als die letzte orogene Gesteinsprägung der das Gewölbe zusammensetzenden Gesteine und gehört dem kratonischen, spät- bis nachalpidischen Hebungsakt der östlichen Hohen Tauern an (16).

Die differentielle Durchbewegung, welche die Striemung schuf, ist älter als die Pochart-Wölbung.

Die Tauerngoldgänge des Hohen Goldberges (mit wenigen Ausnahmen), des Siglitz-Pochart-Erzwies-Gangzuges sowie der

Radhausberg-Hauptgang mit seinen beiden Hangendgängen, der Kniebeißgang und die Kluftschar bei der Hohen Brücke in Badgastein streichen bekanntlich NNE—SSW und fallen steil nach E ein (der Radhausberg-Hauptgang allerdings etwas flacher, nämlich 40—55°). Die große Mehrzahl der Tauerngoldgänge unseres Raumes und die genannten Klüfte in Badgastein stehen senkrecht auf der Pochart-Gewölbeachse. Die Mehrzahl der Gangklüfte, längs denen die erzbringenden hydrothermalen Lösungen aufstiegen (Tauerngoldgänge), und die genannten Klüfte in Badgastein sind Reißklüfte in bezug auf das Pochart-Gewölbe. Sie stehen auf der Achse des Pochart-Gewölbes senkrecht.

Die Auffassung der Tauerngoldgänge unseres Raumes als hydrothermale Ausfüllungen von Reißklüften senkrecht zur nachorogenen kratonischen Emporwölbung des östlichen Tauernkörpers ist bekannt. Soweit ich mich in der ungemein angeschwollenen Literatur über die Tauerngoldgänge unterrichten konnte, stieß ich nachträglich auf das interessante Faktum, daß rein theoretisch schon A. Tornquist (45) die Existenz eines WNW—ESE streichenden Gewölbes, auf dessen Achse die Tauerngoldgänge senkrecht stehen, postulierte.

Für die Gasteiner Thermalwässer ist das NNE—SSW streichende und steil E-einfallende Kluftsystem von grundlegender Bedeutung. Daran ändert auch die Tatsache nichts, daß einige Thermalwässer-Austritte an zwar ebenfalls NNE-streichenden, aber W-einfallenden Spalten und an sekundären Gesteinsfugen austreten (48). Obertags fand ich im Bereiche von Badgastein das am linken Ufer der Ache unter der Hohen Brücke prächtig erschlossene Kluftsystem (St. N 10° E, F. 70° E) dominierend. Dasselbe wird man auch für die untertägigen Verhältnisse in Badgastein, die bisher unbekannt sind, anzunehmen haben. Der genannten Kluftschar unter der Hohen Brücke folgt der alte Lauf der Gasteiner Ache („Mühlgraben" = Schlucht östlich vom Gasteiner Wasserfall), und in ihrer Fortsetzung befinden sich die Austrittstellen der ergiebigsten Thermen. Westlich davon sind im Bereiche des Wasserfalles und im Fels hinter dem Hotel „Austria" weitere parallele Kluftscharen dieses Systems (St. N 8° bis 16° E, F. 70—80° E) erschlossen, erzführend und Thermalwasser fördernd (Wasserfallquelle).

Der Siglitz-Unterbaustollen liegt im Bereiche der S-Flanke des Pochart-Gewölbes. Das östliche Mundloch befindet sich in 4,5 km, das westliche Mundloch in 2,5 km Horizontaldistanz von der Stirne des Sonnblick-Kernes. Dementsprechend vollzieht sich im Stollen, in Richtung von E nach W fortschreitend, ein kontinuierliches Umschwenken der Streichrichtung von NNE—SSW (M. 400—700) über N—S (M. 800) und NNW—SSE (M. 1300—4500) zu NW—SE (M. 4600—4800). Während der Stollen im östlichen Abschnitt querschlägig zum Streichen der Schieferungsflächen verläuft, schneiden die Schieferungsflächen im mittleren und westlichen Stollenabschnitt die Stollenachse unter spitzem Winkel. Stellenweise bildet hier ein und dieselbe Schieferungsfläche weithin den Stollenfirst.

## Siglitz-Gneis.

Der granitische Gneis des Siglitz-Profils (Siglitz-Gneis) unterscheidet sich durch seinen Plagioklasreichtum, durch den massenhaften Schachbrettalbit und das äußerst seltene Auftreten von Myrmekit, vor allem aber durch seine zahlreichen sedimentogenen Schiefereinlagerungen und durch seinen hohen Gehalt an lamelliertem rhomboedrischem Karbonat durchwegs vom granitischen Typozentralgneis des Tauerntunnels. Bisher hatte man beide Gesteine als äquivalent und bloß tektonisch voneinander getrennt aufgefaßt.

Der Typozentralgneis vom Tauerntunnel ist der Prototyp eines granitischen Orthogneis der A-Gneis-Serie der Tauern; kontinuierlich geht er in den „Granit" (Gneis-Plutonit) des Hölltor-Rotgülden-Kernes, der scheinbar in die Ewige Teufe hinabreicht, über. Der Siglitz-Gneis dagegen zeigt keinerlei Übergänge zu regellos-körnigem Gneisgranit und schwimmt auf fremder Unterlage; die zahlreichen sedimentogenen Schieferpartien und hybriden Verunreinigungen im Siglitz-Gneis lassen ihn als ein recht fragwürdiges „Orthogestein" erscheinen. Jedenfalls entspricht der Siglitz-Gneis um viele Grade weniger dem Idealbild, das wir uns von einem Orthogneis machen, im Gegensatz zum Typozentralgneis vom Tauerntunnel. Trotzdem besitzt der Siglitz-Gneis Orthogneiseigenschaften. Er zeigt eine sehr konstante und auf 1,3 km Mächtigkeit prinzipiell gleichbleibende volumetrische Zusammensetzung, abgesehen natürlich von den zahlreichen hybriden Einlagerungen und Verunreinigungen. Es wäre völlig abwegig, im Siglitz-Gneis etwa den stärker phyllonitisierten und diaphthoritisch „druckgeschieferten" Abkömmling aus granitischem A-Gneis von der Art des Typozentralgneises vom Tauerntunnel sehen zu wollen. Die folgenden Untersuchungsergebnisse zeigen sehr deutlich, daß zur Zeit, als die Ichormobilisation stattfand, der Siglitz-Gneis reichlich sedimentogenes Material in nichtliquidmagmatischem Zustand umfaßte, während basische (eventuell sedimentogene) Fische im Typozentralgneis vom Tauerntunnel bedeutend seltener sind. Der reichliche Gehalt an rhomboedrischem Karbonat als granoblastischer Gesteinsgemengteil im Siglitz-Gneis weist neben den im Siglitz-Unterbaustollen aufgeschlossenen Kontaktverhältnissen mit Paragneisen und der Feldspatisation von Kalkmarmor zur petrogenetischen Auffassung, daß der Siglitz-Gneis nicht einer liquidmagmatischen Intrusion aus der Tiefe, sondern einer Petroblastese präexistierenden Grundgebirges seine kritische Prägung verdankt. In diesem präexistierenden hypothetischen Grundgebirge

mag reichlich azidisches Orthomaterial vorhanden gewesen sein. Strukturelle Relikte davon fehlen, weil es offenbar zur Gänze ichoretisch mobilisiert wurde. Fest steht jedenfalls, daß reichlich präexistierendes sedimentogenes Material in loco vorhanden war, auf dessen Relikte wir auf Schritt und Tritt im Siglitz-Gneis stoßen.

Untermauert wird diese petrogenetische Auffassung des Siglitz-Gneises auch durch die Produkte alpidischer Granitisation einer zentralen, reichlich sedimentogenen Schiefermulde (Woiskenmulde) im Radhausberg-Unterbaustollen, auf die mein kurzer Vorbericht aus dem Jahre 1946 hinweist (13), und die in einer eigenen diesbezüglichen Detailbeschreibung zur Darstellung gelangen wird. Durch eindeutige Petroblastese während der alpidischen Orogenese entsteht aus den Phylliten und Glimmerschiefern der Woiskenmulde im Dache des Hölltor-Rotgülden-Typozentralgneiskernes vom Tauerntunnel ein granitischer Augengneis (Radhausberg-Unterbaustollen M. 230 bis 1625), der im Bereiche von 100-m-Dimension makroskopisch als homogener granitischer „Orthogneis" erscheint, sich aber bei einiger Übung schon im Handstücke vom Typozentralgneis des Tauerntunnels unterscheiden läßt und ebenso wie der Siglitz-Gneis sich mikroskopisch als ein gänzlich vom Typozentralgneis des Tauerntunnels verschiedenes Gestein ausweist. Wiederum handelt es sich um einen Plagioklasgneis mit reichlich Schachbrettalbit, ohne Myrmekit und mit Unmengen lamellierten granoblastischen rhomboedrischen Karbonats.

Solange keine einheitliche, auf den Feldspatausbildungen und endometasomatischen ichoretischen Stoffumsätzen basierende Nomenklatur der Epi- bis Mesoalkaligneise des Metamorphidenstammes der Alpen geschaffen ist, müssen Lokalbezeichnungen herhalten, um die gefundenen prinzipiellen Unterscheidungsmerkmale der verschiedenen granitischen Zentralgneise zum Ausdruck zu bringen. Deshalb wähle ich den Namen: „Siglitz-Gneis" für den von F. Becke als „oberen porphyrartigen Granitgneis" bezeichneten Gesteinskomplex der Gasteiner Gegend.

Von den früheren Beobachtern wurde der Siglitz-Gneis mit Ausnahme R. Canavals (6), dem schon der Reichtum an Plagioklas und rhomboedrischem Karbonat unter anderem auffiel, offensichtlich keiner petrographischen Untersuchung unterzogen und daher entgingen ihnen die vorgenannten Eigenmerkmale des Siglitz-Gneis gegenüber dem Typozentralgneis vom Tauerntunnel. F. Becke (5) würdigte die tektonische Lage des „oberen porphyrartigen Granitgneises" (= Siglitz-Gneis) über dem „Syenitgneis" (= granosyenitischer Gneis der Romatedecke) als „äußerste Lage des Granitgneiskernes gegen den Schiefermantel zu". A. Winkler-Hermaden (47) zeigte, daß der „obere porphyrartige Granitgneis" im S des Naßfeldes (im Eselskar) auskeilt, den Tauernhauptkamm nach S also nicht überschreitet und eine fladenartige, von S nach N rasch an Mächtigkeit zunehmende Gestalt besitzt. Beide Autoren meinten, im „oberen" (= Siglitz-Gneis) und „unteren porphyrartigen Granitgneis" (= Typozentralgneis vom Tauerntunnel) ein äquivalentes Granitgneismaterial gesteinskundlich vor sich zu haben. Deshalb ordnete auch A. Winkler-Hermaden beide einer einheitlichen „Intrusion kieselsäurereicherer Gesteine" zu, „wobei das

granitische Magma teils über dem Syenitgneis — wohl dessen obere Begrenzungsfläche als Intrusionsfuge benützend —, teils unter demselben in die unterlagernden Schiefer hinein (= Woigstenschiefer) injiziert wurde". A. Kieslinger (23) betonte angesichts der im Jahre 1936 vorhandenen Aufschlüsse des Siglitz-Unterbaustollens, daß die Petrographie des Zentralgneises noch manche Ergänzungen erfahren müsse und verwies vor allem auf die Phyllonitisationszonen im Gneis des Stollens.

Der Siglitz-Gneis zeigt meist lentikulare, stets flächige Paralleltextur. Er ist ein flasriger, mittelkörniger, plagioklasreicher, granitischer Gneis mit schwach welligem, mitunter ebenflächigem Hauptbruch, der von Muskowitflasern überzogen wird, denen zumeist Biotit- und Chloritschüppchen als spärlich verstreute Flecken aufsitzen. Der Längs- und Querbruch läßt deutliches Lagengefüge von Feldspat-, Quarz- und Muskowitzeilen erkennen. Unaufhörlicher Wechsel augenförmiger Anschwellungen und feinlagiger Ausdünnungen charakterisieren die Feldspatzeilen. So vermittelt der Siglitz-Gneis meist das Bild eines mittelkörnigen Augengneises. In der Regel werden die Feldspataugen nicht dicker ($\perp$ s) als 8 mm. Zumeist bleiben sie unter 5 mm Dicke. Bloß die grobkörnige Randzone im Hangenden des Siglitz-Gneis (Seite 407) macht eine Ausnahme. Deutliche Striemung am Hauptbruch (makroskopisch lineares Parallelgefüge) kann ganz fehlen. Wenn Striemung vorhanden, zeigen die Glimmer Elongation || Striemung. Die Augen sind überwiegend Kristallaugen (aufgebaut von einem einzigen Feldspatkristall). Die großen Augen (> 3 mm) werden zumeist von Schachbrettalbit, die kleineren Augen von Schachbrettalbit, Plag. III, Plag. II und Plag. I gebildet. Ganz allgemein weist die Beschaffenheit der Gemengteile auf Andauern der Kristallisation nach der Deformation hin. Granoblastische bis lepidoblastische Struktur. Chemische Analysen fehlen.

Vol.-Mineralbestand: Plag. 35—55, Quarz 24—29, Knaf. 7—12, Muskowit 5—23, Biotit 0.1—6,5, Epidot 0,0—6,0, Chlorit 0,2—5,5, rhomb. Karb. 0,0 bis 3,5, Apatit 0,2—1,0 Volumprozent. Dazu: Titanit, Orthit, Zirkon, Rutil, Pyrit, Magnetit und Eisenglimmer.

Plagioklas: 0—6% An: Weitaus überwiegend xenomorphe Formen. Automorphe Umrißform auf Plag. III beschränkt und auch bei diesem selten. Kontinuierliche Übergänge: Plag. III → Plag. II → Plag. I. Alle drei Plagioklastypen annähernd gleich häufig und in bezug auf die Länge der Korndurchmesser nicht prinzipiell verschieden. Mitunter sind granulierte (feinkörnige) Plagioklaszeilen anzutreffen. Es ist durchaus unbewiesen, daß es sich dabei um mechanische Zerreibungsprodukte („Kornzerfall") aus größeren Plagioklaskörnern handeln müsse. Auch das Plagioklas-Kleinkornpflaster ist optisch ungestört (bezüglich des Einzelkornes), also jedenfalls von Kristallisation überholt. Meist beträgt jedoch der Korndurchmesser der drei genannten Plagioklastypen über 0,5 mm. Schachbrettalbit ist zumeist bedeutend größer. Falsche Fülle ist in allen Plagioklastypen häufig. Im einzelnen stellen sich die verschiedenen Plagioklastypen folgendermaßen dar:

Plag. $III_{0-6\,An}$: Fülle vom Typus B und A nach Christa. Albitzwillingsgesetz herrscht vor; Periklingesetz ist bedeutend seltener. Mechanische Störungen (Verbiegungen und Verwerfungen) der polysynthetischen Zwillingslamellen sind häufig. Plag. $II_{1-3\,An}$: Echte Fülle vom Typus A nach Christa. Albitzwillingsgesetz herrscht vor; Periklingesetz ist bedeutend seltener. Plag. $I_{3\,An}$: Meist zwillingsfreie Rundlinge: mitunter Einfachzwillinge nach dem Albitgesetz. Schachbrettalbit$_{3\,An}$: Zahlreiche Einschlüsse aller übrigen Gemengteile; in ihm finden sich Plag. III, Plag. II und Plag. I in normaler Ausbildung als Einschlüsse. Reichliche Übergangsbildungen von Knaf. zu Schachbrettalbit vorhanden (siehe unten).

Kalinatronfeldspat: Xenomorph. Korndurchmesser $<$ 1,5 mm, meist jedoch bedeutend kleiner. $2\,V\alpha = 56$—$66^0$. Knaf. III und Knaf. II. Letzterer überwiegt. Karlsbader Zwillinge seltener als im Typozentralgneis vom Tauerntunnel und im Siglitz-Gneis auf Knaf. III beschränkt. 10% der in 9 Dünnschliffen ganzrandig vorhandenen Knaf.-III-Körner mit Korndurchmesser $>$ 0,5 mm sind Karlsbader Zwillinge.

Übrige Gemengteile: Quarz ($<$ 1,8 mm): Stets xenomorph. Häufig spiegelglatt auslöschend. Myrmekit ist äußerst selten. Muskowit: Polygonalzüge und Quermuskowite vorhanden. Selten schwach postkristallin verbogen. Häufig schwacher Pleochroismus: $\alpha$ = farblos, $\gamma$ = blaßgrünlich. Parallel verwachsen mit Biotit und Chlorit. Biotit: $\alpha$ = hellgelb bis farblos, $\gamma$ = braun oder dunkelgrün. Umwandlung zu Chlorit unter Erzausscheidung. Typische Zentralgneis-Korrosionsformen. Häufig mit Epidot, Apatit und Titanit zu korrodierten Häufchen und Girlanden aggregiert. Pleochroitische Höfe um Einschlüsse von Orthit und Zirkon. Epidot ($<$ 0,4 mm): Sehr eisenarm, dem Klinozoisit nahestehend. Farblos bis schwach zitronengelb. Schwacher Pleochroismus. Vorwiegend xenomorph. Zwillinge wurden nicht beobachtet. Orthit-Kerne häufig. Chlorit: Meist aus Biotit sekundär unter Erzausscheidung gebildet. Apatit: Säulchen $<$ 0,7 mm. Titanit ($<$ 0,6 mm): Kräftige Tendenz zu Idiomorphie. Mitunter deutlich pleochroitisch.

Rhomboedrisches Karbonat mit Lamellen ist beinahe in jedem der über die Gesamtlänge der granitischen Gneisaufschlüsse im Siglitz-Unterbaustollen annähernd gleichmäßig verteilten Dünnschliffproben vorhanden. Als ebenbürtiger granoblastischer Gemengteil in völlig frischem Gesteinsmaterial aus dem anstehenden Fels im Stollen erreicht das rhomboedrische Karbonat Korndurchmesser von 0,7 mm und führt auch Einschlüsse der übrigen Gemengteile. Die Karbonatkörner sind in s gelängt. Im granitischen Gneis, abseits von hybriden Einlagerungen, wurde der Volumsanteil des Gesteins an rhomboedrischem Karbonat bis zu 3,5 Volumprozent ermittelt. Das granoblastische, den übrigen gesteinsbildenden Gemengteilen der kritischen Prägung dieses Gesteins (kritische Zentralgneisfazies) ebenbürtige (syngenetische) rhomboedrische Karbonat ist farblos und zeigt grobe Zwillingslamellierung (wie in Kalkmarmoren der Tauern), die sich jeweils über das Gesamtkorn erstreckt. Meist handelt es sich um wenige und breite Zwillingslamellen. Einwandfrei von diesem syngenetischen rhomboedrischen Karbonat zu unterscheiden sind die Pro-

dukte hysterogener Karbonatinfiltrationen und Verwitterungen an unfrischen Proben. Letztere bilden keine granoblastischen Großkörner, sondern meist ein feinkörniges Mosaik ohne mikroskopisch erkennbare Lamellen, füllen sekundäre Risse, nisten gerne in Feldspat und zeigen auch limonitische Färbungen.

Endometasomatische Vorgänge im Siglitz-Gneis: Kalinatronfeldspatisation des Plagioklases gibt es im Siglitz-Gneis nicht. Das ist in Anbetracht der bedeutenden Plagioklasvormacht verständlich. Myrmekit ist im Siglitz-Gneis und seinen pegmatoid-aplitischen Abkömmlingen eine große Seltenheit und wurde nur in zwei Schliffen — von denen der eine aus der grobkörnigen Hangendrandzone des Siglitz-Gneises stammt —, und auch in diesen volumsmäßig sehr untergeordnet, beobachtet. Der typische endometasomatische Vorgang im Siglitz-Gneis ist die Schachbrettalbitisation des Kalinatronfeldspates, die in diesem Gesteine geradezu klassisch entwickelt ist. Nach der Diskussion dieses Vorganges (15) wurde mir erst die Arbeit von A. H. Stutz über den Arolla-Gneis bekannt. Demnach ist auch im Arolla-Gneis deutlich, daß die Schachbrettalbitisation im Knaf. meist nicht als normale Korngrenzenreaktion (Reaktionsgefüge im engeren Sinne), sondern in Form unregelmäßiger Flecken „keiner kristallographischen Richtung, wie Spaltrissen usw." (44) folgt. Jedoch beschreibt A. H. Stutz, und kann ich auch an zusätzlichem Siglitz-Gneis-Schliffmaterial sehen, daß in Entstehung begriffener Schachbrettalbit mitunter Plagioklaseinschlüsse und Nachbarplagioklase des Mutter-Knaf.s zur Anlagerung bevorzugt, wie dies schon aus Abb. 20 in Lit. 15 zu vermuten war. Es liegt nun aus dem Siglitz-Gneis reichliches und genetisch eindeutiges Beobachtungsmaterial dafür vor, daß die Übergänge zwischen Haufenperthit und Schachbrettalbit als Reaktionsgefüge im weiteren Sinne verlaufen. A. H. Stutz wies außerdem im Arolla-Gneis die übereinstimmende kristallographische Orientierung des Mutter-Mikroklins mit dem eingewachsenen Schachbrettalbit nach und gelangte zur theoretischen Deutung des Vorganges der Schachbrettalbitisation des Knaf.s als Alkaliaustausch in den Hohlräumen des stabil bleibenden Kettengerüstes von Si, Al und O.

Der Reichtum an Plagioklas im Siglitz-Gneis liefert viel Beobachtungsmaterial über Plagioklasfülle. Zweierlei Erscheinungen sind bemerkenswert:

1. Durch entsprechenden Vergleich der Dünnschliffe an obertägig verwittertem Gestein und frischem Material aus dem Stollen ist ersichtlich, daß die atmosphärische Verwitterung neben der bekannten Trübung auch haufenweise Mikrolithen erzeugt. Im Plagio-

klas des angewitterten Siglitz-Gneis handelt es sich um Hellglimmermikrolithen. Der im frischen Gestein des Stollens mikrolithenfreie und trübungsfreie Kalinatronfeldspat zeigt ebenso wie der Plagioklas im verwitterten Gestein Serizitmikrolithen und kann daher als Indikator für den Verwitterungsgrad dienen. Wichtig ist, daß die auch im frischen Gestein des Stollens zu beobachtenden Plagioklasmikrolithen (echte und falsche Fülle) sich im angewitterten Gestein kaum von den im Zuge der hysterogenen Verwitterung hinzugekommenen Mikrolithen trennen lassen. Zumindest scheiterte in einigen Fällen der Versuch, die „wirklichen" Mikrolithen (echte und falsche Fülle) von den Verwitterungsmikrolithen zu sondern. Diese banale Tatsache zeigt, daß genetische Überlegungen, betreffend Plagioklasfülle, an Hand angewitterten Gesteinsmaterials eine höchst fragwürdige Unternehmung darstellen.

2. Im frischen Siglitz-Gneis des Stollens finden sich häufig kontinuierliche Übergänge zwischen falscher und echter Fülle. In zahlreichen Fällen meines Beobachtungsmaterials aus dem Siglitz-Gneis befindet sich z. B. ein größerer Muskowitfetzen in der Mitte des betreffenden Plagioklaskornes als echter Einschluß (falsche Fülle). Es handelt sich einwandfrei um Grundgewebssubstanz, die vom wachsenden Plagioklas umschlossen wurde. Dieser Muskowiteinschluß ist am Rande in Fetzen und kleine regellose Muskowitspäne aufgelöst. Diese gehen in zentrifugaler Richtung in harmonisch aufgeteilte — also annähernd regelmäßig im umschließenden Plagioklaskorn verstreute — Muskowitmikrolithen über. Letztere gemahnen durchaus an das gewohnte Bild echter Fülle und würden — für sich allein betrachtet — ohne weiteres als echte Fülle angesprochen werden. Trotzdem zeigt sich im genannten Beispiel deutlich der genetische Zusammenhang dieser „echten" Fülle (exzentrische Muskowitmikrolithen) mit der falschen Fülle (zentrischer Muskowiteinschluß mit den umgebenden Muskowitspänen). Das Ganze wird dann noch von dem charakteristischen mikrolithenfreien Plagioklasrandsaum umgürtet. Ähnliche Übergangsbilder zwischen falscher und echter Fülle zeigen auch die Plagioklase des granosyenitischen Gneises der Romatedecke. Selbstverständlich ist diese Beobachtung der Übergänge zwischen falscher und echter Fülle in Tauerngneisen auch nichts Neuartiges, denn sie entging meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. F. Angel, bei der Aufstellung der Begriffe „falscher" und „echter" Fülle durchaus nicht. Es ist gerade das besondere Verdienst F. Angels, durch die Aufstellung dieser Begriffe den Geltungsbereich echter Fülle (sei es, daß man sie nach Becke-Angel als sekundäre

Pseudomorphosen oder nach Weinschenk-Christa als in statu nascendi entstanden auffaßt) gründlichst eingeschränkt zu haben. Auf Grund obiger Beobachtung dürfte aber für die azidischen B-Gneise der Tauern gelten, daß vieles, was bisher als echte Fülle betrachtet wurde, genetisch aus falscher Fülle abzuleiten ist. Es muß bei der Allgemeinheit obiger Erscheinung im vorliegenden Beobachtungsmaterial dem wachsenden Plagioklas die Fähigkeit zugesprochen werden, Fremdeinschlüsse harmonisch zu umschließen. Mit anderen Worten: Es wohnt dem Plagioklas eine „okkulte" Tendenz inne, Minerale des Grundgewebes nicht nur als unförmige und korrodierte Fetzen mit abenteuerlichen Umrissen zu umschließen, sondern die aufgelösten Fransen dieser eingeschlossenen Fetzen nach Art eines harmonisch gewirkten Teppichs zu ordnen und solchermaßen zu umwachsen, wobei Konvergenzerscheinungen zu „echter" Feldspatfülle auftreten. „Okkult" bleibt diese Tendenz so lange, bis es den Mineralogen glückt, diese in den Dünnschliffen zu beobachtende Eigenschaft des Plagioklases physikalisch-chemisch zu klären.

Sehr hübsch sind die Übergänge zwischen dem Erscheinungsbild falscher und echter Fülle in den ja ungemein verbreiteten Albit-Knotengneisen der Tauern höherer tektonischer Niveaus (z. B. basale Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der Katschberggegend oder der S-Abdachung des Sonnblick-Kerns im Kleinen Fleißtal, Schliffsammlung: S. Prey) zu beobachten, und angesichts der zentrisch und harmonisch verteilten Mikrolithen im Albitrundling kommt man hier oft in Versuchung, an echte Fülle zu denken. Bloß ist es ein hergebrachtes und sicher richtiges Axiom, daß die Albitrundlinge dieser Serien alpidische Holoblasten sind und die Fülle unbedingt als falsche Fülle zu bezeichnen ist, auch wenn sie ihrem Erscheinungsbilde nach der echten Fülle der Typozentralgneise der A-Gneis-Serie recht ähnlich sieht.

Unseren azidischen Gneisen der B-Gneis-Serie (Siglitz-Gneis und granosyenitischer Gneis der Romatedecke) kommt eine Schlüsselstellung für die Deutung der Plagioklasfülle in den Zentralgneisen zu, da die Ausbildung der Fülle zwischen jenen axiomatisch und sicherlich richtig als falsche Fülle gedeuteten Mikrolithen der Knotengneise einerseits und den allerdings wohl fälschlich ebenfalls axiomatisch als echte Fülle gedeuteten Mikrolithen der Typozentralgneise vermittelt. Auf Grund der bisherigen Beobachtungen gelange ich zur Auffassung, daß wohl auch in den Typozentralgneisen der genetische Geltungsbereich echter Fülle Einschränkungen zugunsten falscher Fülle (harmonisch eingeordnete Grundgewebssubstanz) wird erfahren müssen. An der be-

deutenden Arbeit von H. P. Cornelius „Zur Deutung gefüllter Feldspäte“ (9) wirkt es störend, daß nur die echte Fülle abgehandelt wird, und zwar unter zielbewußter Vorsätzlichkeit des Autors, der selbst schreibt, daß er nur auf die echte Fülle in seiner Arbeit eingeht („einzig von solcher soll hier die Rede sein“). Ich möchte unter Hinweis auf die Übergangsbildungen zwischen echter und falscher Fülle meine Überzeugung aussprechen, daß man ohne die volle Berücksichtigung des Formenbildes dieser Übergänge heute keine genetische Deutung der echten Plagioklasfülle in Tauerngneisen als gesichertes Basismaterial für erdgeschichtliche und petrogenetische Schlußfolgerungen verwenden kann. Eine auf dem nötigen Abbildungsmaterial beruhende Beschreibung dieser Übergangsbildungen beabsichtige ich an anderer Stelle zu liefern.

## Basische Fische, Schiefereinlagerungen, Aplite und Phyllonitisationszonen im Siglitz-Gneis.

Die Hybridität des Siglitz-Gneis ist am eindrucksvollsten in seinen untersten Partien, und zwar im Umkreise des Radhausbergkares, zu beobachten. Hier sammelte ich in unmittelbarer ichoretischer Grobmengung mit Siglitz-Gneis folgende Gesteine auf: Serizitphyllit, Graphitquarzit, Biotitschiefer, Glimmerschiefer mit Chlorit- und Biotitporphyroblasten, Granatglimmerschiefer, Granat führende Paragneise, Biotitamphibolite und Paragneise verschiedener Art. Diese Gesteine vermengen sich mit aplitischen Substanzen und ergeben als Mischprodukt das „Normalgestein“ des granitischen Gneises (Siglitz-Gneis). Die Formenfülle dieser Grobmengungen ist in kurzen Worten nicht wiederzugeben. Am einfachsten macht man sich mit den natürlichen Verhältnissen vertraut, wenn man oberhalb Böckstein der Hauptfäule des lagerstättenkundlich hochinteressanten Radhausbergkares folgt und dann, steiler ansteigend, längs des Radhausberg-Hauptgangausbisses den Radhausberg (P. 2613) besteigt und über das Ödenkar zur Siglitz absteigt. Von einer Granitintrusion, und sei es in noch so verwalztem Zustand, ist nichts zu sehen. Man erhält den Eindruck, daß der granitische Siglitz-Gneis das Resultat ichoretischer Petroblastese aus präexistierendem, reichlich sedimentogenem Material und mobilisiertem azidischem Orthomaterial ist. Weiter im Süden — am Tauernhauptkamm (Ebeneck), wo der Siglitz-Gneis bereits ausgekeilt ist — treffen wir das nichtgranitisierte Schiefermaterial als einheitliche Zone an. Es handelt sich um die Ebeneckschuppe. Sie führt Phyllite, Glimmerschiefer, Amphibolite, Paragneise und als charakteristisches Leitgestein wiederum die

Graphitquarzite. Diese Serie lagert hier unmittelbar an der Basis der peripheren Schieferhülle und im Hangenden des granosyenitischen Gneises der Romatedecke.

Im Siglitz-Unterbaustollen sind die Grobmengungserscheinungen weniger reichhaltig als in dem eben genannten liegenden Komplex des Siglitz-Gneis am Radhausberg. Es finden sich im Siglitz-Gneis des Stollens konkordante und diskordante Aplite, konkordante aplitoide Wolken, konkordante Einlagerungen von Glimmerschiefern und Amphiboliten und zahlreiche hysterogene Phyllonitisationszonen. Die Phyllonitisationszonen erreichen mitunter bedeutende Mächtigkeiten (10-m-Dimension), während die Aplite, aplitoide Gneisvarianten, Glimmerschiefer- und Amphibolitfische sich bezüglich der Mächtigkeit auf Zentimeterdimension beschränken und selten einige Meter Mächtigkeit erreichen.

Von A. Kieslinger ging die wertvolle Anregung aus, den Stoffwanderungen bei der Phyllonitisation des granitischen Gneises nachzuspüren. Er schreibt darüber (23): „Es zeigen gerade die Aufschlüsse des Imhof-Unterbaues, daß auch weit weg von der Schieferhülle der Zentralgneis wesentlich mehr mitgemacht hat, als die bisherigen Beschreibungen erwarten ließen. Es lassen sich in Verschieferungszonen alle Übergänge zu den mannigfaltigsten Schiefern feststellen. Zu Gesteinen, die man niemals für ein ehemaliges Orthogestein halten würde, wenn man nicht die Übergänge Zentimeter für Zentimeter verfolgen könnte. Dabei ereignen sich auch nicht unbeträchtliche Stoffwanderungen. So z. B. finden sich oft in Scherzonen milde Biotit-Chloritschiefer in Begleitung von Quarzlinsen. Es liegt hier offenbar eine Entmischung des Zentralgneises vor, wobei die Alkalien der Feldspäte weitgehend entfernt wurden (eine besonders eindringliche Stelle, z. B. bei Stollenmeter 1344 des Imhof-Unterbaues). Ähnliche Verschieferungen können auch im Freien gefunden werden ...“ Diesbezüglich wären weitere Studien im Siglitz-Unterbaustollen anzustellen, um den Vorgang der Quarzanreicherung in den Phylloniten und den Verbleib der Feldspatsubstanz zu klären. Jedenfalls entstehen im Zuge der hysterogenen Phyllonitisation des Siglitz-Gneises fein ebenflächig parallel durchgeschieferte Gneisquarzite und mannigfach geknetete „Weißschiefer“ (Serizitphyllite, so wie sie H. P. Cornelius im Granatspitz-Gneis kartierte), Chloritphyllite, Chlorit-Serizit-Phyllite und die von A. Kieslinger genannten Biotit-Chlorit-Schiefer. Hydrothermale Gangquarz- und Karbonatknauern sind weiters bezeichnend.

Anderseits setzt selbstverständlich die hysterogene Phyllonitisation mit Vorliebe an präformierten Schwächestellen im granitischen Gneis an, als welche sich sämtliche größere Schiefereinlagerungen erweisen, und manches verschmierte phyllonitische Gestein ist aus präexistierenden sedimentogenen Glimmerschiefereinlagerungen und Amphibolitlinsen nachträglich entstanden, ohne ein diaphthorischer „druckgeschieferter“ (K. Stier) Abkömmling granitischen Gneises zu sein.

*Aplite und aplitoide Wolken* Aplite (konkordant und diskordant) durchsetzen den Siglitz-Gneis recht häufig. Sie zeichnen sich durch Plagioklasvormacht aus im Gegensatz zu den Apliten des granosyenitischen Gneis der Romatedecke, welche so wie ihr Muttergestein Kalinatronfeldspatvormacht aufweisen. Nirgends im übrigen Siglitz-Gneis wird auch nur annähernd eine solche Anreicherung an Apliten und aplitoiden Wolken erreicht als wie in der Hangendrandzone (Seite 407).

Bei M. 3100 durchsetzen zahlreiche diskordante, schnurgerade verlaufende Aplite den Siglitz-Gneis. Der Aplit stellt sich hier als ein sehr feinkörniges farbloses Gestein ohne erkennbares Parallelgefüge dar. Vol.-Mineralbestand: Plag. 44, Knaf. 31, Quarz 20, Chlorit 4, Muskowit 1 Volumprozent. Dazu: Pyrit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat. Granoblastische Struktur. Plag. II und Plag. I mit Korndurchmessern < 0,8 mm vorhanden. Schachbrettalbit fehlt. Knaf. II ($2 V\alpha = 58$—$76^0$) zeigt selten Karlsbader Zwillinge und bildet Großkörner (< 1,3 mm).

Zwischen M. 1020 und 1060 werden dunkle Glimmerschiefer- und Amphibolitfische von aplitoiden Wolken umgeben. Das Gestein dieser aplitoiden Wolken ist mittelkörnig und unterscheidet sich vom normalen Siglitz-Gneis nur durch das merkliche Zurücktreten des Muskowits und der dunklen Gemengteile. Vol.-Mineralbestand: Plag. 50,0, Knaf. 25,0, Quarz 18,4, Muskowit 3,7, Biotit 1,4, Epidot 1,3, Chlorit 0,2 Volumprozent. Dazu: Zirkon. Plagioklas: Plag. $III_{4\,An}$; Plag. $II_{3\,An}$ und Plag. $I_{2\,An}$. Ausbildung wie im normalen Siglitz-Gneis. Korngrößen < 1 mm. Schachbrettalbit ist häufig. Kalinatronfeldspat: Knaf. III ($2 V\alpha = 58^0$); Knaf. II ($2 V\alpha = 60^0$). Großkörner (< 2 mm); auch Karlsbader Zwillinge vorhanden. Die übrigen Gemengteile wie im normalen Siglitz-Gneis.

*Konkordante Amphibolit- und Glimmerschieferfische:* Basische Fische und Glimmerschiefereinlagen mit Zentimeter- und Metermächtigkeit schwimmen häufig konkordant im Siglitz-Gneis. Besonders deutliche Vorkommen wurden notiert bei: M. 720, M. 790, M. 1100 (Forellen mit 0,8 × 25,0 cm Durchmesser), M. 1400 (Biotitschiefer, 5 bis 10 m mächtig), M. 1600, M. 2200 bis 2350, M. 2600 bis 2700 und M. 3050 (0,5 m mächtiger Fisch). An der sedimentogenen Natur des Muskowitglimmerschiefers mit Biotitporphyroblasten von M. 720 (siehe unten) ist in Anbetracht des beinahe 20 Volumprozent ausmachenden Gehalts an granoblastischem syngenetischem rhomboedrischem Karbonat kein Zweifel möglich. Auch der chloritreiche Gneis von M. 2700 (siehe unten) dürfte in Anbetracht des inverszonaren Plagioklases aus präexistierendem Paragneismaterial hervorgegangen sein.

Bei M. 790 steht ein mittelkörniger, 1 m mächtiger, frisch aussehender granatführender Biotitamphibolit mit ebenflächigem Parallelgefüge an. Vol.-Mineralbestand: Quarz und Plag. 36,5, Biotit 32,4, Hornbl. 20,4, rhomb. Karb. 3,5, Granat 3,0, Magnetit 2,4, Apatit 2,0 Volumprozent. Dazu: Chlorit. Lepido-granoblastische Struktur. Präkristalline Deformation bezüglich sämt-

licher Gemengteile. Feines Plag.-Quarz-Pflaster. Plagioklas: Mitunter echte Fülle und Albit-Einfachzwillinge, niemals polysynthetische Zwillingslamellen; An-Gehalt < 15%. Granat (< 0,3 mm) zeigt Tendenz zu Idiomorphie. Hornblende bildet Säulchen < 1 mm Länge; $\alpha$ = hellgelb, = blaugrün; $c/\gamma$ = = 16—18° ( || A. E.).

Bei M. 720 steht konkordant im normalen Siglitz-Gneis ein kalkreicher Muskowitglimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten, 0,4 m mächtig, an. Das Gestein hat frisches Aussehen und ist ebenflächig parallelgefügt. Auf den mit Muskowitflasern überzogenen s-Flächen sitzen zahlreiche Biotitschüppchen auf (Typus des „Bosamerschiefers" F. Beckes = „Woiskenschiefer" F. Angels, so wie er sich häufig in der zentralen Schieferhüllenzone der Woiskenmulde und in der Silbereckmulde findet = „Hochkristalliner Albit-Karbonatgneis" B. Sanders am Tauern-W-Ende). Vol.-Mineralbestand: Muskowit 34,1, Quarz 29,5, rhomb. Karb. 19,8, Biotit 15,1, Apatit 1,0, Epidot 0,8 Volumprozent. Dazu: Zirkon und Graphit. Lepido-granoblastische Struktur. Präkristallin deformiert bezüglich sämtlicher Gemengteile. Mittlere Korngrößen: 0,1 bis 1,0 mm. Querbiotite vorhanden.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von inverszonarem Plagioklas in einer chloritreichen phyllonitischen Gneiseinlagerung bei M. 2700. Inverszonarer Plagioklas findet sich nicht im normalen granitischen Siglitz-Gneis, wohl aber in einem höheren Stockwerk, nämlich in der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der peripheren Schieferhülle (Seite 410). Wie schon F. Angel (2) gezeigt hat, ist inverse Zonarstruktur der Plagioklase in den Taueriden nicht für die azidischen Orthogneise, sondern für Metabasite, Paragneise und Glimmerschiefer der B-Gneis-Serie und Schieferhüllen kennzeichnend.

In unserem Falle bei M. 2700 handelt es sich um einen chloritreichen quarzitischen Gneisphyllonit im Grenzbereich des normalen Siglitz-Gneis zu einer quarzitischen Gneisphyllonitzone, der auch der nachgenannte Weißschiefer (M. 2720) angehört. Vol.-Mineralbestand: Quarz 37,1, Plag. 23,8, Muskowit 18,1, Chlorit 10,0, Epidot 7,2, Biotit 3,4, Magnetit 0,4 Volumprozent. Dazu: Apatit, Titanit und rhomboedrisches Karbonat. Lepido-granoblastische Struktur. Durchbewegung von Kristallisation der meisten Gemengteile überdauert. Quarzzeilen wechseln mit Plagioklas-Glimmer-Epidotzeilen ab. Quarz (< 2,4 mm) löscht spiegelglatt aus. Plagioklas: Hauptsächlich Plag. I; selten Plag. II; es fehlt vollkommen Plag. III. Größtenteils handelt es sich um eiförmige, meist unverzwillingte Rundlinge mit falscher Fülle. In großer Menge finden sich zwischen und in den Plagioklaskörnern feinmuskowitische Strähne und Flasern. Viele Plagioklaskörner sind deutlich invers-zonar aufgebaut. Gemessen wurde: Plag. I (Kern)$_2$ An und Plag. I (Hülle)$_6$ An (mittels Auslöschung $\perp$ MP). Am selben Individuum, das nach dem Albitgesetz einfach verzwillingt ist, wurde mittels Zwillingsoptik der mittlere An-Gehalt zu 4% bestimmt mit 2 $V\gamma$ (Kern) = 76° und 2 $V\gamma$ (Hülle) = 82°. Chlorit bildet große Porphyroblasten, die häufig als dicke Querchlorite ausgebildet sind.

Weißschiefer von M. 2720 ist feldspatfrei. Muskowit ist parakristallin deformiert. Quarz (0,3 mm) löscht spiegelklar aus. Dazu: Pyrit und Apatit.

Bei M. 2500 findet sich charakteristischer M-Gneis, so wie er für wenig mächtige granitische Gneislamellen des hochtaueriden

Stockwerkes kennzeichnend ist (z. B. Lonzalamelle). Der etwas höhere Achsenwinkel 2 V$\alpha$ und die Ausbildung als Knaf. II unterscheiden mikroskopisch den Knaf. dieses Gesteins von dem des normalen Siglitz-Gneis. Offenbar handelt es sich um blastophyllonitischen granitischen Gneis, dessen Prägung später erfolgte als die Prägung des normalen Siglitz-Gneis. Meine Arbeitshypothese (15) des vertikalen Emportauchens unseres Gebirgskörpers vom tieftaueriden Starkwirkungsbereich (Phase I a, Prägung des normalen Siglitz-Gneis) zum hochtaueriden Schwachwirkungsbereich (Phase I b, Prägung dieses M-Gneises im Zuge von Phyllonitisation des Siglitz-Gneis) kommt für dieses Beispiel in Anwendung.

Es handelt sich bei M. 2500 um muskowitischen, streng ebenflächig-parallellagigen Gneis mit kleinen Feldspataugen (Knaf. II). Das Gestein unterscheidet sich makroskopisch durch seinen quarzitischen Habitus vom normalen Siglitz-Gneis. Hauptgemengteile: Knaf., Quarz, Muskowit. Übriger Mineralbestand: Epidot, Apatit, Pyrit, rhomboedrisches Karbonat und sehr wenig Biotit. Lentikulare Struktur. Deformation parakristallin in bezug auf Muskowit und Quarz. Kalinatronfeldspat: Spiegelklares Korn. Ausschließlich ist der Knaf. als Knaf. II entwickelt. Er findet sich sowohl im Grundgewebe als auch in Form der die makroskopischen Augen aufbauenden xenomorphen, meist parallel s gelängten Großindividuen ($< 3$ mm). Achsenwinkelmessungen jeweils verschiedener Groß- und Kleinkörner ergaben: 2 V$\alpha = 66, 67, 70, 70, 70, 70, 72, 77, 79$ und $82^0$. Karlsbader Zwillinge sind mitunter vorhanden. Quarz besitzt Korndurchmesser $< 3$ mm.

## Die metamorphe Kalklage im Siglitz-Gneis (M. 3175—3220).

Besonderes Interesse verdient die von K. Zschocke aufgefundene Kalklage im Siglitz-Gneis zwischen M. 3175 und 3220. Sie ist 5 m mächtig und besteht hauptsächlich aus Kalkglimmerschiefern. Ihnen sind Glimmermarmore eingeschaltet, die reichlich Biotit führen; weiters finden sich Karbonatquarzite. Auf Grund der Gesteinsanalogie mit den betreffenden Gesteinen der mesozoischen peripheren Schieferhülle (Kalkphyllitserie) und aus tektonischen Gründen (Seite 382) vermute ich mesozoisches Alter für diese Kalklage. Die Kalkserie liegt konkordant in phyllonitisiertem Siglitz-Gneis. Im Liegenden und Hangenden der Kalkserie grenzen ebenflächige, fein parallellagige und quarzreiche Gneisphyllonite an die muskowitischen Kalkglimmerschiefer. Durchwegs handelt es sich um Blastophyllonite. Erst bei M. 3160 (im Liegenden) bzw. bei M. 3235 (im Hangenden) entwickeln sich aus den Gneisphylloniten allmählich wieder die normalen Siglitz-Gneis-Ausbildungen.

Im Glimmermarmor zwischen M. 3190 und 3200 fand ich „Kalkgneis“. Es handelt sich um glimmerführenden Kalkmarmor, der feldspatisiert ist. An Kalksilikatmineralen finden sich bloß

Plagioklas, Titanit und an anderer Stelle in den östlichen Hohen Tauern (Silbereckmulde-SE-Ende: Melnikkar, Moar-Eissigkar usw.) auch Strahlsein und Epidot. Den Fachpetrographen möchte ich vorschlagen, für derart schwachtemperierte Grobmengungsprodukte zwischen Kalkmarmor und pegmatoid-aplitischen Stoffen den Namen Kalkgneis einzuführen, während Kalksilikatgneis (Augitgneis) in seiner althergebrachten Bedeutung für höhertemperierte Mineralfazies in Geltung bleibt. In der finnischen Literatur wird der Ausdruck „Kalkgneis" bereits verwendet, allerdings auch für Diopsid führende Gesteine, was mir wegen der unscharfen nomenklatorischen Abgrenzung gegenüber „Kalksilitkatgneis" unzweckmäßig erscheint. Ich möchte vorschlagen, den Ausdruck „Kalkgneis" für epi-, höchstens mesozonare Grobmengungen zwischen Kalkmarmor und pegmatoid-aplitischen Stoffen zu reservieren. Eine Studie über die mir bisher bekannten Vorkommen aus dem Metamorphidenstamm der Alpen (Penniden und Taueriden) befindet sich in Vorbereitung.

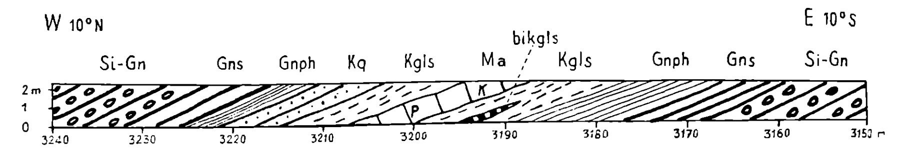



Abb. 2. Profil der metamorphen Kalklage im Siglitz-Gneis.

Vom Liegenden zum Hangenden im Stollen fortschreitend, sind folgende Beobachtungen zu machen (Abb. 2):

M. 3160: Normaler Siglitz-Gneis (Si-Gn) mit Kristallaugen ($< 10$ mm) von Schachbrettalbit, Plag. I und Plag. II. Vol.-Mineralbestand: Plag. 41,7, Quarz 24,1, Muskowit 22,5, Knaf. 8,0, Chlorit 2,4, Epidot 0,8, hysterogenes rhomb. Karb. 0,4, Biotit 0,1 Volumprozent. Dazu: Apatit, Orthit und Zirkon. Gemessen wurden: Plag. II$_{1\ \mathrm{An}}$ und Knaf. II ($2\,V\alpha = 56—60^0$).

M. 3172: Dasselbe Gestein, jedoch intensiver parallelflächig durchgeschiefert (Gns). Feldspatzeilen überwiegen gegenüber Kristallaugen.

M. 3180 (Stollensohle bis 1,5 m über Stollensohle): Muskowitischer, quarzreicher, streng ebenflächig-parallelschiefriger Gneisphyllonit (Gnph). Gneisquarzitischer Habitus. Vol.-Mineralbestand: Quarz 46,5, Muskowit 24,2, Feldspat 20,2, rhomb. Karb. 5,0, Apatit 2,3, Biotit 1,0, Epidot 1,0 Volumprozent. Dazu: Pyrit. Plag II erkennbar mit polysynthetischen Zwillingslamellen und Fülle mit füllungsfreiem Randsaum. Gelängte Feldspatkörner erreichen 1,2 mm Länge. Rhomboedrisches Karbonat zeigt selten Lamellen; in der Hauptsache handelt es sich um hysterogenes Infiltrationskarbonat. Größe der Gemengteile meist $< 1$ mm. Quermuskowit vorhanden. Deformation sämtlicher Gemengteile von Kristallisation überholt. Quarzzeilen erreichen 3 mm Mächtigkeit.

M. 3177 bis 3213 vorherrschend: Feinlagiger, streng ebenflächig-parallelschiefriger muskowitischer Kalkglimmerschiefer (Kgls). Brausen mit HCl. Vereinzelt wird das Gestein von konkordanten, mehrere Zentimeter mächtigen Quarz-Karbonat-Schwielen linsenförmig durchzogen, in denen die Kalkspatkristalle bis 2 cm Durchmesser erreichen. Vereinzelte Biotitschüppchen sind mitunter am Hauptbruch erkennbar. Vol.-Mineralgehalt: Muskowit 32—38, Quarz 31—36, rhomb. Karb. 25—35, Biotit 0—0,8, Pyrit 0—0,8, Titanit 0—0,5, Apatit 0—0,3 Volumprozent. Dazu: Graphit, Chlorit, Zirkon und Rutil. Korngröße der Gemengteile $<$ 1,3 mm. Quermuskowit vorhanden. Deformation parakristallin in bezug auf Muskowit und präkristallin bezüglich sämtlicher übriger Gemengteile. Lepido-granoblastische Struktur. Die überwiegende Mehrzahl der rhomboedrischen Karbonatkörner zeigt Zwillingslamellen.

Bei M. 3182 findet sich in obigem Gestein eine 0,3 m mächtige, biotitreiche Lage (bikgls), die sich als Muskowit-Biotit-Kalkglimmerschiefer darstellt. Vol.-Mineralbestand: Quarz 37,8, Muskowit 28,2, rhomb. Karb. (zwillingslamelliert zum größten Teil) 18,6, Biotit 15,4 Volumprozent. Dazu: Apatit und Limonit. Lepidoblastische Struktur. Zeilenbau. Streng ebenflächig parallelschiefrig. Korngröße der Gemengteile $<$ 1 mm. Präkristalline Deformation sämtlicher Gemengteile.

Kalkmarmor und Kalkgneis. Der Kalkglimmerschiefer beherbergt in seinem mittleren Teil glimmerreichen (Biotit- und Muskowit-) Kalkmarmor (Ma). Dieser wird stellenweise durch reichlichen Feldspatgehalt (Kalinatronfeldspat und Plagioklas) zu Kalkgneis (K und P).

Bei M. 3193 führt der biotitreiche gebänderte Kalkmarmor überwiegend Kalinatronfeldspat (K), während Plagioklas mengenmäßig sehr zurücktritt. Feldspat ist im Gestein ebenso in Zeilen angeordnet wie Kalkspat und Glimmer. Makroskopisch erkennbar sind: 1. Feldspatzeilen, die bis 1 cm mächtig werden und rein nur aus Feldspat bestehen. 2. Gemischte Zeilen aus Feldspat und Kalkspat. 3. Feldspatporphyroblasten, die regellos im glimmerreichen und ebenflächig-parallelgefügten Grundgewebe verteilt sind. Großindividuen von Kalinatronfeldspat erreichen 15 mm Durchmesser. Makroskopisch ist in den Spaltflächen solcher Großindividuen das glimmerreiche si trefflich zu erkennen. Unverlegtes si.

Vol.-Mineralbestand: Knaf. II 43,5, rhomb. Karb. 30,7, Plag. I und II 15,0, Muskowit 6,2, Chlorit 2,6, Biotit 2,0 Volumprozent. Dazu: Apatit, Quarz und Titanit. Lepido-granoblastische Struktur. Zeilenbau. Feldspatporphyroblasten umschließen die Glimmersträhne.

Knaf. II: $2\,V\alpha = 52$—$78^{0}$ (11 Messungen an jeweils verschiedenen Körnern: 52, 54, 56, 59, 61, 63, 66, 68, 70, 72, $78^{0}$). Mit Ausnahme einzelner Großindividuen sind die Knaf.-II-Körner in der Regel || Glimmer-s (Schieferungsfläche des Gesteines) gelängt. In den Dünnschliffen erreichen die Knaf.-II-Einzelkörner bis 10 mm Länge. Knaf. II ist allgemein xenomorph entwickelt. Gegenüber rhomboedrischem Karbonat zeigt er Automorphie in Form scharfer Ecken und gerader Kanten. Einschlüsse sämtlicher übriger Gemengteile finden sich zahlreich im Knaf. II. Die eingeschlossenen Plagioklase zeigen gegenüber Knaf. II automorphe Tendenz. Die Glimmerzüge (Muskowit, Biotit und Chlorit) werden, ohne Ablenkungen gegenüber se zu erfahren, von den

Knaf.-II-Großkörnern eingeschlossen (unverlegtes si). Besonders bemerkenswert ist das Verhalten des Knaf. II gegenüber eingeschlossenen Körnern rhomboedrischen Karbonats. Dieses wird in Form großer lamellierter Körner und Kornaggregate in den Körper des Knaf. II eingeschlossen. Niemals findet man aber, daß das rhomboedrische Karbonat feinverteilt als Flitter im Knaf. II liegt. Häufig ist ein girlandenförmiger Zusammenhang der eingeschlossenen Karbonatkörner mit dem Karbonatpflaster der Nachbarschaft des Knaf.-II-Kornes erkennbar. An der syngenetischen Natur der in Knaf. II eingeschlossenen lamellierten Karbonatkörner mit den granoblastischen Karbonatkörnern des Kalkmarmor-Grundgewebes ist kein Zweifel möglich.

Plagioklas: Vorherrschend Plag. $I_{7-8\,An}$. Seltener Plag. II (mit Andeutungen polysynthetischer Zwillingslamellen). Automorphe Tendenz gegenüber Knaf. Mitunter streng idiomorph dort ausgebildet, wo Plagioklas von rhomboedrischem Karbonat umgeben wird. Aber auch sonst, wo das Plagioklaskorn nur teilweise an rhomboedrisches Karbonat angrenzt, automorphe Tendenz. In den übrigen Fällen xenomorph entwickelt. An Zwillingsgesetzen wurde das Albitgesetz und ein Karlsbader-Albit-Doppelzwilling beobachtet. Die Tracht des Plagioklases erinnert an Adular, weil die M-Fläche bloß rudimentär auftritt und in vielen Fällen ganz fehlt. Die P-Fläche und die aufrechten Prismen herrschen. Die Plagioklaskörner sind bedeutend kleiner als die Knaf.-Körner. Plagioklas überschreitet nicht 1 mm Durchmesser. Auch Plagioklas ist reich an Einschlüssen. Besonders bemerkenswert ist sein Verhalten gegenüber eingeschlossenem rhomboedrischem Karbonat. Das eingeschlossene rhomboedrische Karbonat wird in Flitter aufgelöst und gleichmäßig im umschließenden Plagioklas verteilt. Es entsteht so eine harmonisch verteilte Karbonatfülle im Plagioklas. Plagioklas mit solcher Karbonatflitterfülle bezeichne ich als Kalkflitterplagioklas. Auch als Einschluß in Knaf. ist der Plagioklas zumeist als Kalkflitterplagioklas ausgebildet, obwohl der umschließende Knaf. vollkommen frei ist von derartigem Flitter und gänzlich klares Korn besitzt.

Knaf. und Plagioklas löschen meist spiegelglatt aus. Mitunter findet sich auch undulöse Auslöschung.

Rhomboedrisches Karbonat ($<$ 2,2 mm): Xenomorph. Granoblastisch. Zwillingslamellen. Einschlüsse der übrigen Gemengteile meist intergranular, selten intragranular. Muskowit ($<$ 0,9 mm): Strähnenförmige Anordnung. Quermuskowite vorhanden. Biotit ($<$ 0,8 mm): $\alpha =$ hellgelb, $\gamma =$ dunkelbraun. Aufgelöst in Fetzen. Umwandlung zu Chlorit. Apatit ($<$ 0,4 mm).

Quarz ($<$ 0,5 mm, stets xenomorph) findet sich nur in verschwindend geringen Mengen. Er ist nur in feldspatfreien reinen Kalkmarmorlagen anzutreffen. Das scheint darauf hinzuweisen, daß der im sedimentogenen Kalkmarmor als sandiger Anteil ursprünglich vorhandene Quarz bei der Bildung der Feldspatporphyroblasten (Petroblastese) unter Alkalizufuhr aufgebraucht wurde.

Bei M. 3200 findet sich plagioklasreicher, Biotit und Kalinatronfeldspat führender Kalkmarmor (P). Das feinlagige Gestein zeigt makroskopisch Biotit-, Feldspat- und Kalkspatzeilen. Mehrere Millimeter große Feldspatporphyroblasten mit unverlegtem, makroskopisch sichtbarem Biotit-si durchwachsen unbekümmert den Zeilenbau. Dickere Feldspatlagen erreichen 1 cm, dickere Kalkspatlagen 1,5 cm Mächtigkeit.

Vol.-Mineralbestand: Plag. 59,7, rhomb. Karb. 18,5, Biotit 11,2, Knaf. 9,4, Chlorit 0,6, Apatit 0,4, Muskowit 0,2 Volumprozent. Dazu: Titanit. Es fehlt: Quarz.

Plagioklas ($<$ 1,5 mm): Plag. $II_{6-7\,An}$ und Plag. I. Automorph gegenüber rhomboedrischem Karbonat. Automorphe Tendenz gegenüber Knaf. Sonst xenomorph. Im Plag. II deutliche polysynthetische Zwillingslamellen nach Albit- und Periklingesetz. Plag. I zeigt mitunter Einfachzwillinge. Charakteristische Tracht der im rhomboedrischen Karbonatpflaster eingeschlossenen Plagioklaskörner wie oben.

Als Einschlüsse im Plagioklas finden sich: 1. Feinverteilter Flitter rhomboedrischen Karbonats (Kalkflitterplagioklas). Dieser Flitter steht mitunter noch mit größeren Karbonateinschlüssen des Plagioklas (größere zwillingslamellierte und mit dem Nachbargewebe stellenweise verbundene Karbonatkörner) in kontinuierlichem Zusammenhang. Fetzenförmig lösen sich diese größeren, eingeschlossenen Karbonatkörner in Flitter auf. 2. Karbonatkörner und Karbonatfetzen. Es handelt sich um die eben genannten größeren zwillingslamellierten Einschlußkörner im Plagioklas. Girlandenartig sind sie stellenweise mit dem Kalkmarmorgrundgewebspflaster der Nachbarschaft verbunden. Man findet jedoch solche größere Karbonatkörner im Plagioklas bedeutend seltener als in Knaf. 3. Harmonisch verteilte Plagioklasfülle mit Mikrolithen von Muskowit, Biotit und rhomboedrischem Karbonat. Diese Füllungsmikrolithen zeigen die für „echte“ Fülle charakteristische, annähernd harmonische Verteilung im umschließenden Plagioklaskorn: Zentrische Anreicherung der Mikrolithen, Dichteabnahme der Mikrolithenstreuung in zentrifugaler Richtung und mikrolithenfreier Randsaum. Unter den Mikrolithen finden sich häufig Körner von rhomboedrischem Karbonat (um 0,015 mm). 4. Disharmonische Plagioklasfülle. Größere fremde Einschlußkörper in der Plagioklasfülle zeigen an, daß es sich genetisch um falsche Fülle handelt. Die großen, aus dem Nachbargewebe des Plagioklas in den betreffenden Plagioklaskristall eingeschlossenen Glimmer- und Karbonatfetzen befinden sich teilweise noch mit dem Nachbargewebe in Zusammenhang. Wichtig ist die häufig anzustellende Beobachtung, daß von der disharmonischen Fülle alle denkbaren Übergänge zu harmonischer Fülle im Schliffmaterial dieses Kalkgneises existieren. Die unregelmäßig (disharmonisch) verteilten Fremdeinschlüsse lösen sich fetzenförmig auf und die so entstehenden Mikrolithen gruppieren sich harmonisch im Plagioklaskristall.

Auch der in Knaf. eingeschlossene Plagioklas erweist sich in vielen Fällen als Kalkflitterplagioklas, obwohl das umschließende Knaf.-Korn frei von derartigem Flitter ist und klares Korn aufweist. Auch die anderen 3 Füllungsarten des Plagioklas finden sich in Plagioklaskörnern, welche in Knaf. eingeschlossen sind.

Kalinatronfeldspat ($<$ 4 mm): Gelängte Körner mit Einschlüssen von Biotit, rhomboedrischem Karbonat, Muskowit, Plagioklas und den übrigen Gemengteilen. Unverlegtes si. Im Gegensatz zu Plagioklas ist das rhomboedrische Karbonat stets nur in Form von Großkörnern (mit Zwillingslamellen) im Körper des Knaf. eingeschlossen. Ein Karbonatflitter fehlt. Der Kalinatronfeldspat ist Knaf. II ($2\,V\alpha = 68^0$). Xenomorph. Nur gegenüber rhomboedrischem Karbonat mitunter automorph. Keine Zwillinge.

Rhomboedrisches Karbonat ($<$ 2,1 mm): Xenomorph. Granoblastisch. Zwillingslamellen. Biotit ($<$ 1 mm): $\alpha$ = hellgelb, $\gamma$ = dunkelbraun. Umwandlung zu Chlorit. Muskowit: Größere Kristalle nur als Einschlüsse oder in unmittelbarer Nachbarschaft von Knaf. Ansonsten als Mikrolithen im

Plagioklas häufig. — Präkristalline Deformation bezüglich sämtlicher Gemengteile.

Der muskowitische Kalkglimmerschiefer im Hangenden des Kalkmarmors und Kalkgneises entspricht durchaus dem Kalkglimmerschiefer in dessen Liegendem, wie eine Probe von M. 3205 erweist.

Darüber folgt kalkhaltiger feinlagiger Muskowitquarzit. Streng ebenflächig-parallelschiefrig. Vol.-Mineralbestand: Quarz 65, Muskowit 22,4, rhomb. Karb. 12,6 Volumprozent. Dazu: Graphit und Limonit. Granolepidoblastische Struktur. Präkristalline Deformation bezüglich sämtlicher Gemengteile. Korndurchmesser: Quarz (< 0,5 mm), Muskowit (< 1,8 mm) und rhomboedrisches Karbonat (< 1 mm). Das rhomboedrische Karbonat zeigt Zwillingslamellen und ist in der Hauptsache ein syngenetischer Gemengteil.

Bei M. 3215 taucht der Karbonatquarzit unter phyllonitisierten Gneis unter. Weiter im Stollen gegen W fortschreitend, nimmt der Gneis bald wieder die normale Ausbildung des Siglitz-Gneises an.

Über die Feldspatausbildung im Kalkgneis ist zusammenfassendes folgendes zu sagen:

Der Kalinatronfeldspat stellt sich im Kalkgneis als Holoblast dar. Es handelt sich also um völlig neu gewachsene Kristalle des letzten Gesteinsprägungsaktes (alpidische Tauernkristallisation). Er umschließt modellartig ein unverlegtes si, das hauptsächlich aus Biotit und Kalkspat, aber auch von sämtlichen übrigen Gesteinsgemengteilen zusammengesetzt wird. Die internen Glimmer- und Karbonatzüge des Knaf.-Großkornes setzen sich häufig stofflich und gefüglich kontinuierlich in die externen Glimmer- und Karbonatzüge fort (unverlegtes si). Die externen Glimmer- und Karbonatzüge gehören dem Grundgewebe des sedimentogenen Kalkmarmors an. Si und se liegen in der alpidischen Schieferungsebene. Die Kalinatronfeldspate des Kalkgneises sind alpidische Holoblasten.

Glimmer-Parallelgefüge als si in Kalinatronfeldspat ist in den Alpen eine Seltenheit. F. K. Drescher-Kaden (12) hat Mikroklinholoblasten mit geregelten Grundgewebseinschlüssen aus dem Passauer Wald (außeralpin) beschrieben und gefügeanalytisch untersucht. In den Tauern sind meines Wissens Knaf.-Holoblasten mit Glimmer-si als echte Gesteinsgemengteile bisher nicht bekannt gewesen. Im Großglocknergebiet hat H. P. Cornelius (10, 11) „die Neubildung von K-Feldspat nur einmal beobachtet: Fortwachsen von klastischem Mikroklin in (? Trias-) Quarzit der Riffldecke". S. Prey (35) merkt wiederholt das randliche Regenerationsvermögen des Mikroklins im Sonnblick- und Rote-Wand-Modereck-Gebiet an, während der Verfasser (15) gezeigt hat, daß das gesamte Mikroklinkorn im M-Gneis der Rote-Wand-Moder-

eck-Decke eine Umlagerung (Regeneration) zu Knaf. I erfahren hat. Sowohl in den West- wie in den Ostalpen besteht heute der Meinungskampf um die Auffassung „porphyrartiger" oder grobaugiger Knaf.-Großindividuen in azidischen Orthogneisen der Zentralgneisfazies (z. B. Leventinagneis im Tessin und Typozentralgneis vom Tauerntunnel). Das fehlende oder bisher nicht beobachtete Parallelgefüge der Glimmereinschlüsse (si) hat hemmend auf die Klärung der Frage gewirkt, ob die betreffenden Knaf.-Großindividuen alpidische Holoblasten oder Relikte präalpidischer „porphyrischer Einsprenglinge" sind. Der Knaf.-Holoblast im Kalkgneis des Siglitz-Unterbaustollens ist eine wichtige Stütze für die Richtigkeit der erstgenannten Meinung (alpidische Holoblasten).

Der Knaf.-Holoblast des Kalkgneises im Stollen ist Knaf. II (Na-Mikroklin) mit $2 V \alpha = 52—78^0$. Die in s gelängten oder aber auch häufig quergestellten Holoblasten erreichen 15 mm Durchmesser. Gegenüber Kalkspat verhält sich der Knaf. idiomorph. Sonst ist er xenomorph ausgebildet. Er ist jünger als Plagioklas, den er in Form von Einschlüssen (automorphe Tendenz des eingeschlossenen Plagioklas) beherbergt.

Die Kristallisation des Knaf. muß im allgemeinen jünger sein als die Kristallisation des rhomboedrischen Karbonats. Knaf. hat in großen Mengen Kalkspat in sich eingeschlossen und besitzt offenbar nicht die Fähigkeit, eingeschlossene Kalkspatkörner zu feinem Kalkspatflitter aufzuarbeiten. Die eingeschlossenen Kalkspatkörner erweisen sich auf Grund ihrer Ausbildung (Lamellierung, Größe, Umrißform, girlandenartige Fortsetzungen und teilweise unmittelbarer Zusammenhang mit dem externen Kalkmarmormosaik) als abgesprengte Teile des externen Kalkmarmormosaiks. Die vom Knaf. eingeschlossenen Kalkspatkörner sind keine hysterogenen Infiltrationsprodukte, sondern echte Einschlüsse aus dem Grundgewebe. Die Kristallisation des umschließenden Knaf.-Holoblasten erfolgte später als die Kristallisation der eingeschlossenen Kalkspatkörner.

Nun sieht man Knaf.-Holoblasten (Kalkspateinschlüsse führend) mit automorphen Umrissen in das nachbarliche Kalkspatmosaik eintauchen. Damit ist der Schluß gerechtfertigt, daß die idiomorphe Formgestalt an diesen Berührungsstellen nicht durch höheres Alter des Knaf.-Kristalls, sondern durch die eigene Formenergie (Kristallisationskraft) des Knaf.-Kristalls bedingt ist. Für Plagioklas gilt dieselbe Überlegung und bei Plagioklas finden wir sehr häufig idiomorphe Einzelkristalle, die ganzrandig im Kalkspatmosaik schwimmen. Die beobachtete Formenergie des Mikro-

klins gegenüber dem Kalkspat stimmt nicht mit der kristalloblastischen Reihe F. Beckes überein, was offenbar durch das zeitlich spätere Wachstum des Kalinatronfeldspates im präexistierenden Kalkmarmormosaik bedingt ist. Immerhin weist unser Kalkgneis darauf hin, daß dem wachsenden Kalinatronfeldspat-Holoblasten eine ganz beträchtliche Formenergie innewohnt und er sehr wohl imstande ist, sich in der präexistierenden Grundgewebssubstanz selbst Platz zu schaffen und automorphe Begrenzungsflächen auszubilden. Dies dürfte per analogiam auch für die porphyrartigen Knaf.-Großindividuen im Typozentralgneis vom Tauerntunnel gelten.

Der Plagioklas im Kalkgneis weist einen etwas höheren An-Gehalt (6—8% An) auf als der Plagioklas im Siglitz-Gneis (0—6% An) und in dessen alpitischen Abkömmlingen (2—4% An). Obwohl die Abweichung nicht groß ist, möchte ich sie doch auf Ca-Assimilation zurückführen. (Aus kalkreichen und Plagioklas führenden Bündner Schiefern des Tessins [Umgebung des Maggialappens] ist Ca-Assimilation des Plagioklases, allerdings dort mit bedeutend höheren An-Werten, bekannt.) Der Plagioklas ist entweder als Plag. II (mit polysynthetischen Zwillingslamellen nach dem Albit- und Periklingesetz) oder als Plag. I (unverzwillingt oder Einfachzwillinge nach Albitgesetz oder Karlsbader-Albit-Doppelzwillingsgesetz) ausgebildet. Kontinuierliche Übergänge zwischen beiden Typen sind vorhanden. Schachbrettalbit, Myrmekit und inverse Zonarstruktur fehlen dem Gestein. Vielfach ist der Plagioklas älter als Knaf. und kommt in diesem als automorpher Einschluß vor. Im granoblastischen Pflaster ohne Kalkspat ist Plagioklas xenomorph entwickelt. Gegenüber Kalkspat verhält sich der Plagioklas streng idiomorph. Er zeigt dabei stets dieselbe, sehr charakteristische Tracht, die an Adulare erinnert, obwohl es sich um Plagioklas handelt. Die M-Fläche fehlt oder ist rudimentär angedeutet. Es herrschen die aufrechten Prismen und die P-Fläche. Auf Grund der Einschlüsse erweist sich auch der Plagioklas als alpidischer Holoblast.

Besonders bemerkenswerte Phänomene der Plagioklasfülle im Kalkgneis sind: 1. Kalkflitterplagioklas und 2. Übergang: Disharmonische (falsche) → harmonische Fülle.

1. Den Kalkflitterplagioklas kenne ich bereits seit längerer Zeit aus Kalkgneis vom Melnikkar. Dort wie hier ist das allmähliche Aufspalten von Kalkspateinschlüssen im Plagioklas zu Fetzen, Flocken und Flitter zu beobachten. Das im Plagioklaskristall eingeschlossene größere Kalkspatkorn wird zunächst zerfranst und dann in feinen Karbonatflitter weiter aufgespalten.

Die Bedeutung des Kalkgneises im Siglitz-Unterbaustollen für die Deutung dieses Phänomens besteht darin, daß der Kalkgneis völlig unverwittert ist und daß sich neben Plagioklas auch reichlich Kalinatronfeldspat in den Schliffen befindet. Dem Knaf. fehlt die Erscheinung des Karbonatflitters gänzlich. Selbst dort, wo Kalkflitterplagioklas in Knaf. eingeschlossen ist, zeigt der Knaf. keine Trübung durch Karbonatflitter.

Eindeutig erwiesen auf Grund des Dünnschliffmaterials von Kalkgneis des Siglitz-Unterbaustollens ist das verschiedene Verhalten von Knaf. einerseits und Plagioklas anderseits gegenüber Kalkspateinschlüssen. Im Knaf. finden wir verhältnismäßig große Kalkspatkörner und keinen Kalkspatflitter. Im Plagioklas sind große Kalkspatkörner als Einschlüsse selten und dafür ist Kalkspatflitter beinahe in jedem Korn vorhanden.

2. Echte Fülle fehlt dem Plagioklas des Kalkgneises. Harmonisch im Plagioklas verteilte Mikrolithen, unter denen sich auch Kalkspatmikrolithen in großen Mengen befinden, sind eindeutig auf Grund kontinuierlicher Übergänge als falsche Fülle erwiesen. Angesichts des Kalkgneises kommt man zur Überzeugung, daß harmonische Verteilung der Mikrolithen im Plagioklas nicht auf echte Fülle genetisch zu beschränken ist. Denn die entsprechenden Übergangsbildungen zwischen regellos eingeschlossener Grundgewebssubstanz und harmonischer, kalkspatreicher Fülle sind zahlreich vorhanden.

## Randzone des Siglitz-Gneis; Paragneise und Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe.

Bei M. 3400 sind prächtige Grobmengungen zwischen pegmatoid-aplitischen Substanzen des Siglitz-Gneis und den überlagernden Paragneisen erschlossen.

Der Siglitz-Gneis zeichnet sich hier durch besonders große Schachbrettalbit-Kristallaugen (3 cm Durchmesser) und durch beträchtlichen Biotitgehalt aus. Die übrigen Gemengteile entsprechen bezüglich Ausbildung und relativer Mengenverteilung dem normalen Siglitz-Gneis, bloß ist das vorliegende Gestein grobkörniger. Achsenwinkelmessungen an Körnern von Knaf. III und Knaf. II ergaben: $2\,V\alpha = 64, 66, 72, 79$ und $82^\circ$.

Nirgends in der gesamten, durch Siglitz-Gneis getriebenen Stollenstrecke finden sich auch nur annähernd so viele und zahlreiche Aplite und pegmatoid-aplitische Wolken wie hier in der Hangend-Randzone des Siglitz-Gneis.

Abb. 4 zeigt die Grobmengung zwischen Hornblende-Biotitparagneis und grobaugigem Siglitz-Gneis. Den Randsaum bilden pegmatoide Wolken mit Abspaltungen isolierter Feldspataugen. Den grobkörnigen Siglitz-Gneis durchsetzen konkordante bis schwach diskordante Aplitlagen, ebenfalls mit Abspaltungen einzelner Feldspataugen.

Sehr charakteristisch ist das häufig in dieser Grobmengungszone zu beobachtende spitzfältelige Verformungsbild konkordanter Aplitlagen. Während der mechanischen differentiellen Durchbewegung (unmittelbare Teilbewegungen) des spitzwinkelig gefalteten Gesteins, fand innerhalb der konkordanten aplitischen Lagen ein Stofftransport (mittelbare Teilbewegungen) der aplitischen Substanz in die Faltenscheitel statt. Durch diese Stoffzufuhr wurden die Faltenscheitel der konkordanten Aplitfalten zu Walzen mit bauchigen und linsenförmigen Querschnitten verdickt. Der Zusammenhang zwischen den ursprünglichen Faltenscheiteln und den zugehörigen Schenkeln der Falten kann ganz abreißen. Es bleiben dann an Stelle der Faltenscheitel isolierte Aplitwalzen übrig. Sie zeigen linsenförmigen Umriß und stellen sich im Querschnitt als aplitische Augen und als „Gerölle" dar. Ähnliche Verformungsbilder sind in den Gneisen der östlichen Hohen Tauern sehr häufig. Prinzipiell dieselbe Erscheinung findet sich auch an den Kalkspatadern der Kalkphyllite der peripheren Schieferhülle (37, 40, 20).

In den Grobmengungsaufschlüssen im Stollen zwischen M. 3400 und M. 3500 ist die spitzfältelige aplitische Durchdringung des Fuchsit führenden Hornblende-Biotitparagneises sehr deutlich zu sehen. Auch hier entstehen pegmatoid-aplitische Phakoide und Knollen im Fuchsit führenden Hornblende-Biotitparagneis, welche obertags fälschlich als sedimentogene Gerölle im Pseudo-„Konglomeratgneis" der Pochartscharte gedeutet worden waren.

Die grobaugige Randzone des Siglitz-Gneis wird kreuz und quer von diskordanten Apliten netzartig durchschlagen. Mitunter sammeln sich die diskordanten Aplite in aplitischen Schlieren und in diffusen Aplitwolken mit abenteuerlichen Umrissen. Aus denselben Aplitschlieren und aplitischen Wolken nehmen aber auch konkordante Aplite und spitzfältelig in die Schieferungsebene eingeregelte Aplitlagen ihren Ausgang. Die Kommunikation diskordanter und konkordanter Aplite ist häufig.

Die spitzfälteligen Aplitlagen im betreffenden Gestein, das auch schnurgerade diskordante Aplite führt, erweisen, daß das Verformungsbild während des letzten gesteinsprägenden Aktes

nichts mit homogener laminarer Gleitung zu tun hat. Es widerspricht dem im Gestein makroskopisch aufgeschlossenen Bewegungsbild (Spitzfaltung), die diskordanten Aplite als alpidisch verformt (bloß durch homogene laminare Gleitung „umgelegte" voralpidische Intrusionserscheinungen) aufzufassen. Die diskordanten Aplite grenzen schnurgerade gegen das Nebengestein, durchkreuzen die alpidischen Schieferungsebenen und durchkreuzen die spitzgefalteten konkordanten Aplitlagen. Angesichts der Kommunikation der diskordanten und konkordanten Aplite in Aplitisationswolken bleibt mithin nur folgende Deutung: Die Mobilisation der aplitischen Stoffe im Siglitz-Gneis war alpidisch synkinematisch und postkinematisch in Tätigkeit.

F u c h s i t f ü h r e n d e r k a l k r e i c h e r H o r n b l e n d e - B i o t i t p a r a g n e i s tritt zwischen M. 3400 und 3500 mit der Siglitz-Gneis-Randzone in Grobmengung und ist dann in reinerer Ausbildung bis M. 3550 aufgeschlossen. Das Gestein ist ein ebenflächig-parallelgefügter, grüner, streifiger Gneis mit Lagenbau. Die Lagen sind mehrere Millimeter bis 1 cm dick. Hornblendereiche Lagen wechseln mit Quarz-Feldspat-Lagen, biotitreichen Lagen und mit Kalkspatlagen ab, die mehrere Zentimeter mächtig werden. Im Längs- und Querbruch erscheinen im Gefolge von Anschwellungen der Quarz-Feldspat-Lagen aplitische Linsen und Pseudo-„Gerölle". Fuchsit bildet flache Linsen, die mehrere Zentimeter lang und 0,5 bis 4 mm dick sind. Der Hauptbruch zeigt neben dem Biotit- und feinkörnigen Quarz-Feldspat-Gewebe matt schimmernden blaßgrünen Hornblendefilz. Verschiedene Stadien der Assimilierung dieses Gesteins in der aplitreichen Randzone des Siglitz-Gneises sind zu beobachten und durch Handstücke belegt.

Vol.-Mineralbestand (kalkreiche Varietät): Plag. 27,2, rhomb. Karb. 24,4, Quarz 21,4, Biotit 11,2, Hornbl. 9,2, Epidot 4,8, Muskowit 1,2, Graphit 0,6 Volumprozent. Dazu: Apatit und Titanit. In einem der Schliffe findet sich auch Granat (< 0,3 mm). Granoblastische Struktur. Quarz und Plagioklas bilden ein Kleinkornpflaster (< 0,15 mm), aus dem nur vereinzelt gröberkörnige Quarzzeilen und selten größere Plagioklaskörner hervorragen. Der Plagioklas ist Plag. II und Plag. I. Der An-Gehalt beträgt um 15%. Kalinatronfeldspat konnte nicht nachgewiesen werden. Biotit (< 3,5 mm): $\alpha$ = blaßgelb bis farblos, $\gamma$ = fuchsbraunrot bis dunkelbraun; Querbiotite vorhanden. Hornblende (< 3 mm): $\alpha$ = blaßgrün, $\gamma$ = grasgrün; $\gamma/c = 16^0$ (‖ A. E.). Rhomboedrisches Karbonat (< 2 mm) ist farblos und lamelliert; Einschlüsse der übrigen Gemengteile im rhomboedrischen Karbonat vorhanden. Titanit ist mitunter massenhaft angereichert, vor allem in Begleitung der Hornblende und des Biotits. Mitunter traubenförmige Zusammenballungen kleiner und sehr zahlreicher Titanit-Einzelkörnchen. Epidot (< 0,6 mm): Mitunter Zonarbau. Fuchsit: $\alpha$ = hellblau, $\gamma$ = bläulichchromgrün. Opt. neg., $2 V\alpha$ um $40^0$.

M. 3550 bis 3950: Biotitparagneis (teilweise Hornblende führend). Im Hangenden der vorgenannten charakteristischen Fuchsit führenden kalkreichen Hornblende-Biotitparagneise stellen sich ohne scharfe Grenze Biotitparagneise ein. Ebenflächiges Parallelgefüge; mitunter Spitzfältelung erkennbar, von Kristallisation der Gemengteile überdauert (Glimmer-Polygonalzüge). Feinlagenbau. Die Biotitporphyroblasten erreichen mehrere Millimeter Größe.

Zunächst führt der Biotitparagneis bei M. 3600 noch Hornblende. Hauptgemengteile: Biotit, Hornblende ($\alpha$ = farblos bis blaßgrün, $\gamma$ = bläulichgrün), Quarz-Plagioklas-Kleinpflaster. Dazu: Epidot, rhomboedrisches Karbonat, Muskowit, Graphit, Titanit, Granat, Apatit und Zirkon.

Eingelagert in den Biotitparagneis findet sich bei M. 3700 albitreicher Gneis und bei M. 3800 Chlorit-Serizit-Phyllit, also Gesteine, die dann im Hangenden der Biotitgneise ab M. 3950 als zusammenhängende Serie erscheinen.

Der Biotitparagneis von M. 3900 führt: Biotit, Serizit, Quarz-Plagioklas-Kleinpflaster (Plag. I mit An-Gehalt um 15%), Graphit, Apatit und Turmalin (< 0,3 mm).

Der Übergang der Biotitgneise zur hangenden Phyllitserie bei M. 3950 vollzielt sich allmählich und ohne Hiatus.

M. 3950 bis 4880: Serizit-Chloritphyllit. Ebenes bis schwach gewelltes flächiges Parallelgefüge. Seidenglänzender hellgrüner Hauptbruch. Mitunter sind Porphyroblasten (1—5 mm) von Granat oder Magnetit makroskopisch erkennbar.

M. 4200: Granatreicher Serizit-Chloritphyllit. Lepidoblastische Struktur. Hauptgemengteile: Serizit, Chlorit, Quarz (< 0,5 mm), Granat (< 0,3 mm). Dazu: Graphit und Turmalin (< 0,2 mm, Säulchen liegen in s).

M. 4400: Chloritoid führender Serizit-Chloritphyllit mit Magnetitporphyroblasten. Lepidoblastische Struktur. Hauptgemengteile: Serizit, Chlorit, Quarz (< 0,4 mm), Magnetit (< 2,5 mm), Chloritoid (< 0,3 mm). Dazu: Epidot, Graphit, Apatit und Turmalin (< 0,12 mm).

Untergeordnet finden sich in den Serizit-Chloritphylliten Einlagerungen von Albitporphyroblasten führenden Glimmerschiefern und K-Gneisen (überwiegend aus Albitporphyroblasten aufgebaute Knotengneise).

M. 4300: Chlorit führender Muskowitglimmerschiefer mit makroskopisch erkennbaren Porphyroblasten von Albit, Biotit und Granat. Kleinfältelung. Hauptgemengteile: Muskowit (< 1,8 mm), Quarz (< 0,7 mm), Plagioklas. Dazu: Chlorit, Biotit, Granat, Graphit, Magnetit, Epidot und Apatit. Präkristalline Deformation bezüglich sämtlicher Gemengteile. Bemerkenswert ist häufiges Auftreten von invers-zonarem Plagioklas (Plag. I). Granat (< 0,5 mm) zeigt Umwandlung zu Chlorit. Die Granatindividuen werden von Chlorithöfen umgeben. Ehemalige Granat-Großindividuen sind mitunter in zwei oder mehrere Granatschollen aufgelöst, die in Chlorit eingebettet sind.

M. 4800: Feinlagiger Zweiglimmer-Plagioklasgneis. Hauptgemengteile: Plagioklas, Quarz, Muskowit, Biotit. Dazu: Graphit, Magnetit, Epidot, Chlorit und Apatit. Granoblastische Struktur. Korngröße der Gemengteile < 0,9 mm. Plagioklas ist durchwegs Plag. I. Er ist reich an falscher Fülle mit verlegtem si. Unter den Einschlüssen der falschen Fülle herrschen Graphit. Quarz und Muskowit. Inverse Zonarstruktur ist nicht vorhanden.

## Der Knollengneis der Pochartscharte.

In der streichenden Fortsetzung der im Siglitz-Unterbaustollen (M. 3400—3500) erschlossenen pegmatoid-aplitischen Grobmengungen des Fuchsit führenden Hornblende-Biotitparagneises befindet sich obertags und 2,5 km nördlich vom Stollen der Pseudo-„Konglomeratgneis“ der Pochartscharte. Das Gestein sei nach dem von B. Sander für ähnliche Gesteine des Tauernwestendes geprägten Ausdruck als Knollengneis bezeichnet. Der frappierend an die Umrißformen sedimentogener Gerölle gemahnende Pseudo-„Konglomeratgneis“ ist auf einen bloß 15 m langen und 1,5 m mächtigen Gesteinsstreifen-Aufschluß nördlich der Pochartscharte beschränkt. Bereits A. Kieslinger hat sich gegen die „Konglomeratgneis“-Natur dieses Gesteins ausgesprochen, nachdem schon B. Sander (1913) in ähnlichem Zusammenhang für die östlichen Hohen Tauern die Existenz von „durch die Differentialbewegungen in den Schieferungsflächen parallel zu denselben geschlichteten Apophysen“ vermutete.

Die Knollen bestehen ausschließlich aus aplitischem und pegmatoidem Material. Quarzknollen (oder etwa Quarzit-, Lagerquarz- und Gangquarzknollen) fand ich keine. Das Material der pegmatoid-aplitischen Knollen ist nicht streng vom Zwischenmittel (Substanz zwischen den Knollen) geschieden. In vielen Fällen erweisen sich die pegmatoid-aplitischen Knollen als ichoretische Metasomatosen des präexistierenden Grundgewebes (sedimentogener Hornblende-Biotitparagneis). Die petrographische Zusammensetzung der Knollen entspricht durchwegs den pegmatoid-aplitischen Mobilisaten der Grobmengungszone im Siglitz-Unterbaustollen M. 3400—3500. Das Zwischenmittel des Knollengneises der Pochartscharte stellt sich als Fuchsit führender Hornblende-Biotitparagneis dar und entspricht petrographisch dem betreffenden Gestein im Stollen M. 3400—3550. Bloß finden sich im Zwischenmittel des Knollengneises der Pochartscharte auch dunkle Tonschieferabkömmlinge, welche als dünne Schmitzen dem Fuchsit führenden Hornblende-Biotitparagneis eingelagert sind. Obgleich auch das Zwischenmittel des Knollengneises der Pochartscharte rhomboedrisches Karbonat beinhaltet, fand ich makroskopische Kalklagen im Paragneis-Zwischenmittel des Knollengneises der Pochartscharte nicht auf. Es ist aber darauf hinzuweisen, daß auch im betreffenden Gestein des Stollens kalkarme Lagen vorkommen. Erinnert man sich weiters an die im Stollen gemachten Beobachtungen über das Entstehen walzenförmiger und linsiger Bildungen bei der Spitzfaltung konkordanter Aplitlagen unter der

Wirkung mittelbarer und unmittelbarer Teilbewegungen während der alpidischen Gesteinsdurchbewegung, so erhält man folgendes eindeutiges Resultat:

Der Knollengneis der Pochartscharte ist kein Konglomeratgneis. Der Knollengneis der Pochartscharte gehört der Grobmengungszone zwischen pegmatoid-aplitischen Mobilisaten der Siglitz-Gneis-Randzone einerseits und Fuchsit führendem Hornblende-Biotitparagneis anderseits an. Die so frappant an sedimentäre Gerölle erinnernden Umrißformen im Längs- und Querschnitt mancher Knollen, welche durch die selektiv wirkende oberflächliche Anwitterung des Gesteins noch besonders herausmodelliert werden, haben genetisch nichts mit der Abrollung sedimentärer Gerölle zu tun. Die Rollwalzen entstanden im Zuge der differentiellen, unmittelbaren und mittelbaren Teilbewegungen während der alpidischen letzten Gesteinsprägung. Das Material des Zwischenmittels der Knollen (Fuchsit führender Hornblende-Biotitparagneis) ist sedimentogenen (psammitischen und pelitischen) Ursprungs. Psephitische Relikte (sedimentogene Gerölle) sind im Knollengneis der Pochartscharte nicht vorhanden.

Im Sommer 1895 wurde der Knollengneis der Pochartscharte von F. Berwerth und F. Becke gemeinsam aufgefunden. Beide Forscher sprachen von einer metamorphosierten Konglomeratlage bzw. Konglomeratbank (4, 5).

Auf Grund der tektonisch-stratigraphischen Lage der die Knollen beherbergenden Paragneise sprach sich L. Kober (27) für jungpaläozoisches Alter dieses Schichtkomplexes aus. Bemerkenswert in diesem Zusammenhang (29) ist der Fund eines geröllverdächtigen Gneises durch L. Kober an der Großelendscharte (28, ein Handstück befindet sich in der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Wien). 2—3 cm lange grobkristalline Quarzknollen sind dem biotitreichen Flasergneis eingelagert (tonalitische Varietät der B-Gneis-Serie im Hangenden des Hochalm-Kernes und im Liegenden der Hafner-Seebach-Mulde). Sonst wurden bisher in den östlichen Hohen Tauern keine psephitähnlichen Gneisbildungen namhaft gemacht.

A. Winkler-Hermaden (47) erkannte die petrographische Analogie und die tektonische Äquivalenz des Paragneis-Zwischenmittels der Knollengneise von der Pochartscharte mit dem im Siglitz-Talschluß obertägig erschlossenen Paragneis im Hangenden des Siglitz-Gneis. Den Eindruck „auf den ersten Blick ... der Geröllnatur der Einschlüsse ... in dem an der Bockhartscharte anstehenden prächtigen Konglomeratgneis" kann auch ich voll bestätigen, da ich ihm während meiner Bekanntschaft mit diesem Gestein auch schon unterlag. Tatsächlich gibt es ja in ähnlicher tektonisch-stratigraphischer Position über jeden Zweifel erhabene typische Quarzkonglomeratgneise im Metamorphidenstamm der Alpen. B. Sander (39, 41) beschrieb solche Knollengneise sedimentogenen Ursprungs der Knollen vom Tauernwestende. Unter der freundlichen Führung von Herrn Priv.-Doz. Dr. E. Wenk (Basel) lernte ich den eindeutigen Quarz-Konglomeratgneis an der Basis der mesozoischen Molare-Mulde am Pizzo-Molare-N-Kamm (Tessin) kennen.

Manche Umrißformen vor allem der pegmatoiden Knollen im angewitterten Gestein der Pochartscharte unterscheiden sich nicht von entsprechenden Umrißformen in dem letztgenannten echten Konglomeratgneis des Pennins. Als Beleg dafür habe ich ein typisches Pseudo-„Geröll“ (es handelt sich um eine pegmatoide Knolle) in einem 11 kg schweren Block dem Anstehenden an der Pochartscharte entnommen (Samml. Geol. Inst. Univ. Wien).

A. Kieslinger (23) hat durch folgende Mitteilung wesentlich die Klärung der Natur des Knollengneises von der Pochartscharte angebahnt: „Die sogenannten Konglomeratgneise nördlich der Pochartscharte scheinen mir ihrer Entstehung nach keineswegs so sicher, wie dies allgemein hingestellt wird. Der Eindruck eines Konglomerates entsteht allerdings bei Betrachtung des Querbruches. Im Hauptbruch jedoch sieht man, wie die kleinen, angeblich ausgeschwänzten Gerölle sich als Quarzitleisten von einem Meter Länge und darüber entpuppen. Die Streckung in der B-Achse auf ein so gewaltiges Vielfaches der übrigen Ausmaße erscheint eine so kühne Annahme, daß sie denn doch etwas erhärtet werden müßte. Gegen die Konglomeratnatur spricht auch, worauf Herr Dr. Cornelius gesprächsweise aufmerksam machte, die völlige stoffliche Gleichheit, Farbe usw. der einzelnen ‚Gerölle‘“. Diese Beobachtungen stimmen mit Ausnahme der „Quarzitleisten“ (ich fand nur Aplitleisten und pegmatoid-aplitische Knollen, keine Quarzknollen und Quarzitleisten) mit meinen Beobachtungen voll überein.

Für die Untersuchung des Knollengneises der Pochartscharte wirkt es sehr hemmend, daß der betreffende Aufschluß so klein ist (15 m Länge, 1,5 m Höhe). Der Knollengneis geht im Liegenden und Hangenden kontinuierlich in knollenarme oder knollenfreie Paragneise und Phyllite über. Der Knollengneis tritt in einer 1,5 bis 2 m hohen, glatten, senkrechten Wand zutage. Abb. 3 gibt eine charakteristische Teilansicht dieser Knollengneiswand.

Die Lokalität befindet sich 500 m nördlich der Pochartscharte (= „Bockhart Scharte 2226“ der Alpenvereinskarte), in etwa 2300 m Seehöhe, auf halber Höhe des SE-Steilhanges der Kuppe P. 2323. Die mürben Paragneiswandzüge werden oberhalb des Blockschuttes, der auf der Alpenvereinskarte zwischen dem Steilhang der Kuppe P. 2323 und dem rot markierten, schlecht erhaltenen Fußweg eingetragen ist, von der genannten Knollengneiswand unterbrochen.

Als Bestandteile des Knollengneises sind zu unterscheiden: 1. Zwischenmittel; 2. Knollen. Übergangsbildungen kontinuierlicher Art vermitteln zwischen Knollen und Zwischenmittel, so daß es sehr häufig unmöglich ist, zu entscheiden, ob die betreffende aplitische Paragneislinse zu den „Knollen“ oder zum „Zwischenmittel“ gezählt werden soll.

1. Das Zwischenmittel: Fuchsit führender Hornblende-Biotitparagneis. Lentikulare Textur. Hornblende-Biotit-reiche Lagen und Linsen wechseln mit Quarz-Feldspat-reichen Lagen und Linsen ab. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen bewegt sich in Millimeter- und Zentimeterdimension. Die Quarz-Feldspat-Lagen führen dunkle Gemengteile in allen Graden kontinuierlicher Abstufung bis zu reinaplitischen konkordanten Lagen. Ein aufgelesenes Handstück beweist den Zusammenhang von reinaplitischer Knolle einerseits

und aplitischer Lage mit dunklen Gemengteilen anderseits. Wie dies auch häufig an Kristallaugen in Augengneisen unseres Gebietes zu beobachten ist, setzt sich die augenförmige reinaplitische Knolle (2 cm mächtig) lidartig beiderseits in die viel dünnere (6 mm mächtig), reichlich dunkle Gemengteile führende Quarz-Feldspat-Lage des Zwischenmittels fort. Die Quarz-Feldspat-Lagen des Zwischenmittels erweisen sich auch als günstigere Kristallisatoren als das reichlicher dunkle Gemengteile führende nachbarliche Zwischenmittel. So finden sich in den Quarz-Feldspat-Lagen Hornblendekristalle, die mehrere Millimeter Länge erreichen und regellos körnig angereichert sind, während die Hornblenden des übrigen Zwischenmittels bedeutend kleiner und zumeist in s eingeregelt sind. Wie im betreffenden Gestein des Stollens, sind auch im Zwischenmittel des Knollengneises der Pochartscharte bis 3 cm lange und mehrere Millimeter dicke Fuchsitflasern häufig.

Hauptgemengteile: Quarz-Plagioklas-Kleinpflaster (Quarz meist spiegelklar auslöschend, < 1,5 mm; Plag. < 0,5 mm, meist bedeutend kleiner, An-Gehalt < 15%, Zwillingslamellen selten erkennbar; bei allen Beobachtungen an diesem Gestein ist der unfrische Zustand zu berücksichtigen!); Hornblende (meist < 1,3 mm, $\alpha$ = farblos bis hellgrün, $\gamma$ = grünlich bis bräunlichgrün); Biotit (meist < 1,3 mm, $\alpha$ = hellgelb bis farblos, $\gamma$ = fuchsbraunrot). Nebengemengteile: Epidot (teilweise Klinozoisit); Apatit (Säulchen < 0,9 mm); rhomboedrisches Karbonat, Graphit, Muskovit, Titanit (sowohl als größere idiomorphe Einzelindividuen als auch in Form traubiger Aggregate kleiner xenomorpher Körner), Limonit und Zirkon.

Tonschieferartige, makroskopisch dichte, phyllitische Schmitzen im Paragneis-Zwischenmittel erreichen bis zu 3 cm Mächtigkeit. Dasselbe dunkle phyllitische Material baut dann in geschlossenem Verband die Hangendlage des Knollengneis-Aufschlusses auf. Mikroskopisch herrscht ein Kleinkornpflaster aus Feldspat und Quarz (mittlere Korngröße 0,015 mm). Plagioklas-Porphyroblasten mit si erreichen 0,4 mm Durchmesser. Feinstverteilte graphitische Substanz ist reichlich vorhanden, grüne Hornblende (< 0,36 mm, $\alpha$ = farblos, $\gamma$ = hellgrün) und Biotit (< 0,25 mm) bilden Porphyroblasten. Dazu: Muskowit, Epidot, Limonit und Zirkon. Parallelflächiges Gefüge. Diskordante jüngere Quernähte (2 mm dick) sind von gröberkörnigem pigmentfreiem Mosaik aus Quarz (< 0,9 mm), grüner Hornblende (< 0,55 mm), Klinozoisit und Biotit verheilt.

2. D i e  K n o l l e n: Die aufgeschlossene Wand (Abb. 3) stellt annähernd einen Längsschnitt (bc-Fläche) des Bewegungsbildes dar. Es müßten Sprengungen durchgeführt werden, um orientierte größere Gesteinsproben, aus denen das Verformungsbild ersichtlich wäre, zu erhalten. Stofflich überwiegt als Substanz der Knollen das feinaplitische Material. Pegmatoide Knollenkörper finden sich vor allem unter den mehr rundlichen und am ehesten äußerlich an sedimentogene Gerölle erinnernden Formen. In diesen pegmatoiden Knollen erreichen Feldspat-Einzelindividuen (Schachbrettalbit) bis 2 cm Durchmesserlänge. Einzelne Quarzkörner werden 7 mm groß.

Die mikroskopische Untersuchung einiger der schönsten, vom Zwischenmittel am klarsten abgegrenzten und stofflich abgesonderten (reinweiße Farbe) feinaplitischen Knollen (Durchmesser 2,7 × 1 cm; 2,8 × 5 cm und 2.3 × 7,5 cm) ergab, daß auch diese aplitischen Knollen beinahe sämtliche Minerale des Zwischenmittels enthalten. Mineralbestand: Plagioklas (< 4,3 mm, meist beträchtlich kleiner, mitunter leistenförmige Umrisse mit polysynthetischen Zwillingslamellen nach Albitgesetz; Knaf. konnte nicht nachgewiesen werden); Quarz (meist < 1,3 mm, zumeist klares, optisch ungestörtes Korn);

grüne Hornblende, Biotit, Chlorit, Epidot, rhomboedrisches Karbonat, Apatit, Titanit und Eisenglanz.

In den pegmatoiden Knollen gibt es im Zentrum der Knollen Quarz-Feldspat-Bereiche, die frei von der Hornblende führenden Zwischenmittelsubstanz sind. Dafür ist in den äußeren Knollenteilen die Grobmengung wiederum sehr deutlich. Die Ausbildung der Feldspate der Knollen entspricht durchaus der Feldspatausbildung im Siglitz-Gneis und seinen Abkömmlingen. Der An-Gehalt der Plagioklase in den Knollen von der Pochartscharte ist etwas höher als im normalen Siglitz-Gneis und seinen pegmatoïd-aplitischen Abkömmlingen.

Plagioklas (meist $< 5{,}8$ mm): Plag. II und Plag. I. Der Anorthitgehalt (7 Messungen) beträgt zwischen 7 und 10%. Mitunter leistenförmige Umrisse. Zwillingslamellen nach Albit- und Periklingesetz. Schachbrettalbit häufig. Knaf. II ist selten anzutreffen und bildet Körner $< 1{,}5$ mm. $2\,V\alpha = 70$—$74^0$; Quarz (meist $< 2{,}6$ mm, vorwiegend optisch ungestört); Hornblende ($< 4{,}7$ mm): $\alpha =$ farblos bis hellgrün, $\gamma =$ hellgrün, $c/\gamma = 16{,}5^0$ (|| A. E.); Biotit ($< 1$ mm): $\alpha =$ farblos, $\gamma =$ fuchsbraunrot); Chlorit ($< 1$ mm); Muskowit, Epidot, Titanit, Apatit, Zirkon, Erz und Turmalin.

Manche Typen des reichhaltigen Knollengneismaterials vom Tauernwestende, das B. Sander beschrieben hat, dürften dem Pochart-Knollengneis sehr ähnlich sein. Quarz-Albit-Knollen und hornblende- und karbonatreiche Zwischenmasse finden wir häufig in der Beschreibung B. Sanders angeführt (38, 39); auch dunkle tonige Lagen und blaugrüne Glimmerschmitzen werden erwähnt (38). Innerhalb des natürlichen geologischen Verbandes kenne ich aus eigener Anschauung bloß die Knollengneise im Roßkar (8) bei der Berliner Hütte (innere Zone des Tauernwestendes). Die Knollen treten in azidischem, gegenüber dem Pochartvorkommen mehr aplitisch-granitischem Gneis auf, in dem ich ebenfalls Fuchsit fand. 150 m nordöstlich P. 2710 (Alpenvereinskarte[3]) zeigen die aplitischen Knollen besonders frappante „geröll"artige Umrisse. Mein nach mehrstündiger Begehung gewonnener Eindruck (Sommer 1948) war, daß im Roßkar bloß Pseudo-„Konglomeratgneise" vorliegen. Weiters lernten Herr Dr. phil. G. Frasl (Wien) und ich auf gemeinsamer Begehung des Kristallisationshofes um den granitischen Sulzbach-Kern südlich der Wildalm (nördliche Venedigergruppe, Pinzgau, Sommer 1948) auf P. 2311 einen Knollengneis kennen, der dem Pochart-Knollengneis täuschend ähnlich sieht. Auf P. 2311 handelt es sich mit Gewißheit um keinen ‚Konglomeratgneis". Es ist die stoffliche Grobmengung zwischen schwarzem Phyllit und aplitischem Material aus dem benachbarten Granitgneis, welche hier trefflich in der Natur zu sehen ist und von G. Frasl eingehend dargestellt werden wird.

[3] Zillertaler Alpen. Mittleres Blatt.

## Allgemeine Zusammenfassung und Ausblick.

Der 4,9 km lange Siglitz-Unterbaustollen (= Imhof-Unterbau) durchörtert in seiner östlichen und mittleren Stollenstrecke granitischen Gneis (Siglitz-Gneis), welcher durch eine (mesozoische) Kalkglimmerschiefermulde in zwei alpidische Teilschuppen gegliedert ist. In der westlichen Stollenstrecke grenzt der Siglitz-Gneis mit einer grobkörnigen azidischen Randzone an die hangenden Paragneise. Zwischen den pegmatoid-aplitischen Spaltprodukten der Hangend-Randzone des granitischen Gneises (obere Teilschuppe) und den auflagernden Paragneisen bestehen ichoretische Grobmengungen (obertägig: Knollengneis der Pochartscharte). Die Paragneise gehen kontinuierlich in die hangenden Phyllite, Glimmerschiefer und Knotengneise der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der peripheren Schieferhülle über. Die Mächtigkeit der im Siglitz-Unterbaustollen erschlossenen Gesteinsserien beträgt insgesamt 1400 m. Die maximale Gesteinsüberdeckung in vertikaler Richtung über dem Stollen beträgt 900 m. Abnormal hohe Gesteinstemperaturen wurden während des Stollenvortriebes nicht angetroffen.

Die Tauerngoldgänge zwischen Anlauftal und Hohem Goldberg und das Hauptkluftsystem im Thermalquellenbereich von Badgastein verdanken Reißklüften, senkrecht zur WNW—ESE streichenden und 15—25° W-einfallenden Achse der kratonischen Pochart-Wölbung, im Zuge des nachorogenen Auftauchens des Tauernkörpers ihre Entstehung. Gesteinsprägend wirkte sich dieser spätalpidische bis rezente Hebungsakt mit kratonischer Tektonik nur in Form lokaler Mylonitisation, Verruschelungszonen und hydrothermaler Kristallisationen aus.

Der letzte regional wirkende Gesteinsprägungsakt vollzog sich während und unmittelbar nach der orogenen (alpidischen) differentiellen Gesteinsdurchbewegung unter etwa 10—15 km mächtiger, heute der Erosion zum Opfer gefallener Gesteinsüberdeckung. Diesem Prägungsakt gehören gefüglich die konkordanten, sowohl den granitischen Gneis als auch die periphere (Mesozoikum führende) Schieferhülle konform umfassenden, W-einfallenden Schieferungsebenen des Siglitz-Profils und die N—S streichende Striemung an. Die Teilbewegungen dieses letzten orogenen Prägungsaktes wurden von regionaler Kristallisation (kritische Zentralgneisfazies) zeitlich überholt.

Wichtig ist der Nachweis, daß Kalinatronfeldspat und Plagioklas unter den Bedingungen der kritischen Zentralgneisfazies neu kristallisieren. Sie bilden alpidische Holoblasten mit si. Unter den

Bedingungen der kritischen Zentralgneisfazies werden die pegmatoid-aplitischen Stoffe (Ichor) mobil. Ohne Rücksicht auf die alpidische Gneis-Teilschuppenbildung im Siglitz-Gneis diffundieren die ichoretischen Stoffe entgegen der Schwerkraft nach oben und sammeln sich zu einer pegmatoid-aplitischen Hangend-Randzone unter dem abdichtenden Dach der Paragneise an. Es kommt mitunter im Siglitz-Gneis — ganz besonders intensiv in der Hangend-Randzone des Siglitz-Gneis — zur Ausbildung diskordanter, die alpidischen Schieferungsflächen durchkreuzender Aplite. (Mesozoischer) Kalkmarmor wird feldspatisiert.

Stofflich unterscheidet sich der granitische Gneis des Siglitz-Profils (Siglitz-Gneis) durch seine Plagioklasvormacht, durch seine zahlreichen sedimentogenen Fische, seine Hybridität und den reichlichen Gehalt an syngenetischem rhomboedrischem Karbonat vom granitischen Gneis des Tauerntunnels. Endometasomatisch ist der Siglitz-Gneis durch Schachbrettalbitisation des Kalinatronfeldspates und äußerst seltenes Auftreten von Myrmekit gekennzeichnet. „Falsche Plagioklasfülle“ (= in den wachsenden Plagioklas-Holoblasten eingeschlossene Grundgewebsrelikte) ist in sämtlichen Plagioklastypen des Siglitz-Gneis reichlich vorhanden.

Das geologisch-petrographische Erscheinungsbild des Siglitz-Gneis weist darauf hin, daß magmatogenes und sedimentogenes Grundgebirge, auf dem sich die mesozoischen Sedimente ablagerten, während der alpidischen Orogenese durchbewegt wurde. Die alpidischen Teilbewegungen im Gestein wurden von Stoffumsätzen (Lösungsumsätzen, Mobilisationen, eventuell auch Zufuhren aus der Ewigen Teufe, Emanationen usw.) begleitet und von den Kristallisationen der mobilisierten Stoffe zeitlich überholt. Neben den bekannten Lösungsumsätzen und Stoffzufuhren (z. B. Albitisation, Neukristallisation von Plag. I) der „Schieferhüllemetamorphose“, so wie sie in den grundlegenden Darstellungen von F. Becke und U. Grubenmann sowie für den benachbarten Raum in den Hohen Tauern in neuerer Zeit von H. P. Cornelius, E. Clar und S. Prey beschrieben wurden, treffen wir im Siglitz-Gneis auf ichoretische Lösungsumsätze. Pegmatoide und aplitische Stoffe waren während der alpidischen Gesteinsdurchbewegung mobil. Die Feldspattypen: Knaf. III, Knaf. II, Plag. III, Plag. II und Plag. I kristallisierten als alpidische Holoblasten. Lokal machte sich der Ichor selbständig und durchschlug aktiv die alpidischen Schieferungsflächen. Ähnliches Verhalten zeigt der Vercasca-Gneis im Tessin (46 u. 46 a), wovon ich mich unter freundlicher Führung von Herrn Priv.-Doz. Dr. E. Wenk an Ort und Stelle überzeugen konnte. Die Erscheinung, daß mobiler Ichor

lokal die alpidischen Deckenbewegungen überdauert und dann weitab von den Wurzelregionen der Gneisdecken lokal noch die alpinen Schieferungsflächen diskordant durchschlägt, dürfte eine recht allgemeine Erscheinung im Metamorphidenstamm der Alpen sein.

Im vorliegenden Untersuchungsgebiet ist kein Hiatus zwischen Normalmetamorphose des jungen Deckgebirges (periphere Schieferhülle) und ichoretischer Rejuvenation des Grundgebirges vorhanden. Beide schließen einander nicht aus, sondern vereinen sich in der Tiefe des werdenden Gebirges schon in heute aufgeschlossenen Teufen des Alpenkörpers unter den Bedingungen der Zentralgneisfazies.

## Literaturverzeichnis.


1. F. Angel, Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. Mitt. Naturw. Ver. Steierm. **67**, 1930.
2. — Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jb. d. Univ. Graz, 1940.
3. P. Beck-Mannagetta, Aufnahmsbericht auf Blatt: Deutschlandsberg-Wolfsberg. Verh. Geol. Bu. A. Wien. Jg. 1948 (im Druck).
4. F. Becke, F. Berwerth und U. Grubenmann, Bericht der Commission für die petrographische Erforschung der Centralkette der Ostalpen. Anz. Akad. Wiss. Wien 1896.
5. F. Becke und V. Uhlig, Erster Bericht über petrograph. u. tekton. Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien **115**, math.-nat. Kl., I, 1906.
6. R. Canaval, Die Erzgänge der Siglitz bei Böckstein im Salzburgischen. Zeitschr. Prakt. Geol. **19**, 1911.
7. E. Christa, Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jb. Geol. Bu. A. Wien **81**, 1931.
8. — Das Greiner-Schwarzenstein-Gebiet der Zillertaler Alpen in geol.-petrograph. Betrachtung. Veröff. Mus. Ferd. Innsbruck **13**, 1934.
9. H. P. Cornelius, Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. **15**, 1935.
10. — Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. Min. u. Petr. Mitt. **54**, 1942.
11. — und E. Clar, Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). Abh. Zweigst. Wien Reichsst. f. Bodenf. (Geol. Bu. A.) **25/1**, 1939.
12. F. K. Drescher-Kaden, Über Mikroklinholoblasten mit Grundgewebseinschlüssen, Internregelung von Biotit und einige diesbezügliche genetische Erwägungen. Not. Bl. d. Hessischen Geol. L. A., I, 5. F., 10, 1927.
13. Ch. Exner, Das geologische Profil des Radhausberg-Unterbaustollens in den östlichen Hohen Tauern (Vorbericht). Anz. Akad. Wiss. Wien 1946.
14. — Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. III. F., **1**, 1948.
15. — Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, I. Teil.) Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. III. F., **1**, 1949.

16. Ch. Exner, Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. Mitt. Geograph. Ges. Wien **91**, 1949.
17. F. Florentin und K. Zschocke, Bericht über Begehungen und Befahrungen der Bergbaue des Siglitz-Pochart-Erzwieser Gangzuges (in den Jahren 1931—1946). Unveröffentl. Bericht, Gewerksch. Radhausberg, Böckstein 1947.
18. O. Friedrich, Überblick über die ostalpine Metallprovinz. Besprochen an der Vererzung des Tauern-Ostrandes. Zeitschr. Berg- u. Hüttenw. **85**, 1937.
19. H. Haberlandt, Die Thermalquellen von Badgastein und die Goldbergbaue der Hohen Tauern. Badgasteiner Badeblatt 33/1948.
20. A. Hauser, Gibt es ein Rannachkonglomerat? Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., III. F., **1**, 1948.
21. G. Hiessleitner, Alter Goldbergbau am Grieswies-Schwarzkogel (Ritterkar) im Sonnblick-Hochalmmassiv, Hohe Tauern. Berg- u. Hüttenm. Jb. **85**, 1937.
22. K. Imhof, 500 Jahre Gastein und sein Goldbergbau. Festschr. zur 500-Jahr-Feier Badgastein, 1936.
23. A. Kieslinger, Aufnahmsberichte über Blatt Hofgastein. Verh. Geol. Bu. A. Wien 1936, 1937, 1938.
24. — Die geologischen Grundlagen des Goldbergbaues in den Hohen Tauern, in: Leobner Bergmannstag, Wien 1937.
25. L. Kober, Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien **121**, 1912.
26. — Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung, ebenda **121**, 1912.
27. — Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Akad. Wiss. Wien **98**, 1922.
28. — Vorlage von Gesteinen aus den Hohen Tauern. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 1926.
29. — Der geologische Aufbau Österreichs. Wien 1938.
30. A. Köhler, Die Feldspate. Eine monographische Darstellung, 1945 (im Druck).
31. — Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis. (Ein Versuch und eine Anregung.) Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., III. F., **1**, 1948.
32. H. Leitmeier, Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. Min. u. Petr. Mitt. **53**, 1942.
33. H. Michel, Die Erze der Goldgänge der Hohen Tauern. Österr. Monatsschr. Baud. u. Berg- u. Hüttenw., 1924.
34. — Die goldführenden Erze des Siglitz-Pochart-Erzwieser Gangzuges in den Hohen Tauern. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. **38**, 1925.
35. S. Prey, Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. Mitt. Geol. Ges. Wien **29**, 1937.
36. M. Reinhard, Über die Entstehung des Granits. Basler Universitätsreden **16**, Basel 1943.
37. B. Sander, Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. **30**, 1911.
38. — Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (Erster Bericht.) Denkschr. Akad. Wiss. Wien **82**, 1911.

39. B. Sander, Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jb. Geol. R. A. Wien **62**, 1912.
40. — Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
41. — Die allothigenen Komponenten der Tuxer Grauwacken. Jb. Naturw.-Medizin. Ver., Innsbruck 1947.
42. K. Stier, Ergebnisse einer montangeologischen Untersuchung der Goldvorkommen der östlichen Hohen Tauern. XX. Ber. Freiberger Geolog. Ges., Freiberg 1944.
43. J. Stiny, Nochmals der „Talzuschub". Geol. u. Bauwesen **14**, 1942.
44. A. H. Stutz, Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline (Provinz Aosta, Oberitalien). Schweiz. Min. Petr. Mitt. **20**, 1940.
45. A. Tornquist, Die Vererzung und Wanderung des Goldes in den Erzen der Hohen Tauern. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien **142**, 1933.
46. E. Wenk, Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Vercascatal (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. **23**, 1943.
46a. — Ostalpines und Penninisches Kristallin. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **28**, 1948.
47. A. Winkler-Hermaden, Geologische Probleme in den östlichen Tauern. I. Teil, Jb. Geol. Bu. A. Wien **76**, 1926.
48. — Geologisches Gutachten betreffend Quellschutzmaßnahmen für Badgastein. Unveröffentlicht. Forschungsinst. Gastein 1933.

## Tafelerklärung.

Abb. 3. Teilansicht der Knollengneis-Wand nördlich der Pochartscharte. Zwei „geröll"ähnliche pegmatoide Walzenkörper (Mitte links) und zahlreiche aplitische Linsen im Fuchsit führenden Hornblende-Biotitparagneis. Aufnahme: Ing. F. Florentin. $^1/_{12}$ natürl. Größe.

Abb. 4. Grobmengung aus der Hangend-Randzone des Siglitz-Gneis (Anschliff eines Handstückes). Pegmatoide Wolken bilden die Grenzzone zwischen azidischem Gneis und Hornblende-Biotitparagneis (oben). Einzelne Feldspat-Kristallaugen lösen sich aus dem Zusammenhang der pegmatoiden Wolke ab. Aplitlagen (unten) und diffuse Feldspatisation. Siglitz-Unterbau. $^1/_3$ natürl. Größe.

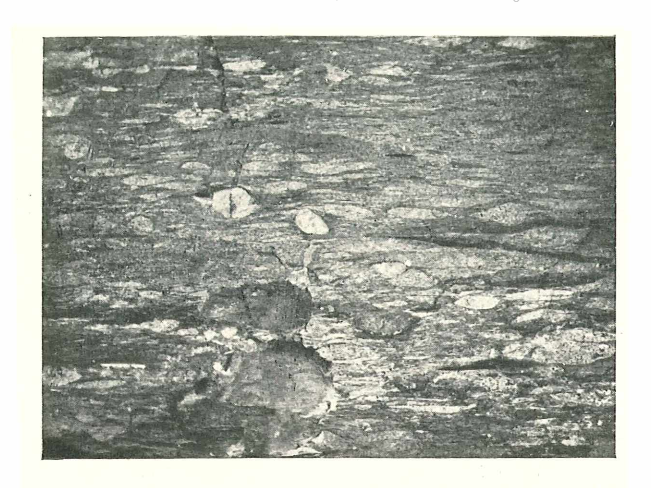


Abb. 3.

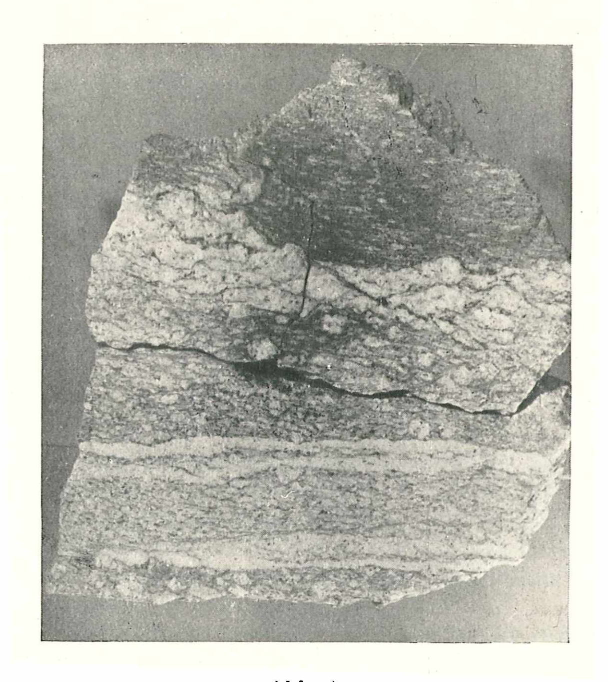


Abb. 4.